

UNIVERSITÉ PARIS SUD 11
UFR DES SCIENCES D'ORSAY

École Doctorale 534 MIPEGE

Laboratoire IDES

Sciences de la Terre

THÈSE DE DOCTORAT

soutenue le 16/12/2011

par

Sébastien LEIBRANDT



Reconstitution de l'évolution morpho-structurale
et de la dynamique éruptive du massif du Cantal;
relation avec la distribution spatio-temporelle
du volcanisme du Massif Central (France)

Directeur de la thèse : Pierre-Yves GILLOT Professeur (Université Paris-Sud 11, Orsay)

Composition du jury :

Président du jury: Xavier Quidelleur Professeur (Université Paris-Sud 11, Orsay)

Rapporteurs : Georges Boudon Physicien (Institut de Physique du Globe de Paris)
Franck Lavigne Professeur (Université Paris I Panthéon-Sorbonne)

Examineurs : Ralf Gertisser Maître de conférence (Keele University, UK)
Xavier Quidelleur Professeur (Université Paris-Sud 11, Orsay)

Reconstitution de l'évolution morpho-structurale et de la dynamique éruptive du massif du Cantal ; relation avec la distribution spatio-temporelle du volcanisme du Massif Central (France)

Résumé

Le massif du Cantal, localisé dans la province volcanique Cénozoïque du Massif Central (France), est le plus grand complexe volcanique Miocène d'Europe. Il est majoritairement constitué de brèches volcanoclastiques qui lui confèrent des dimensions impressionnantes et une morphologie surbaissée. Des observations de terrain, couplées à des datations K-Ar, nous ont permis de reconstituer l'évolution morpho-structurale, la dynamique éruptive et l'histoire volcanique du massif. Après avoir contraint dans l'espace et dans le temps une séquence stratigraphique identique tout autour du massif, nous montrons qu'il existe des évidences chrono-stratigraphiques, structurales et géomorphologiques en faveur de la formation d'une caldeira centrale de 8 x 10 km il y a environ 8 Ma occupée par un lac. L'étude morphologique et sédimentologique de la principale unité bréchique du massif, le Grand Écoulement Bréchique, nous a conduit à le définir comme l'un des plus importants debris flow syn-éruptifs connus au monde dont nous estimons un volume de l'ordre de 100 km³. Nous proposons que cet écoulement résulte d'une éruption sous-lacustre intracaldeira majeure. L'interaction entre un magma juvénile et l'eau du lac de caldeira, selon un dynamisme surtseyen, a initié la formation du debris flow qui s'est propagé sur les pentes externes du volcan à 360° jusqu'à plus de 25 km de sa source. Cette étude ouvre des perspectives d'une part quant aux risques volcaniques liés aux éruptions sous-lacustres intracaldériques majeures, et d'autre part quant à la possibilité de reconstituer la morphologie passée de la source d'un écoulement bréchique volcanoclastique âgé de plusieurs Ma, par l'étude de son dépôt selon des critères sédimentologiques et morphologiques.

Dans un deuxième temps, la combinaison de nouvelles datations K-Ar et d'observations de terrain nous ont permis de reconstituer l'histoire volcanique du plateau du Cézallier, siège de la plus jeune activité volcanique de France métropolitaine, du plateau de l'Aubrac, et également la chronologie du volcanisme le long du Sillon Houiller. Nous avons pu ainsi établir les relations spatio-temporelles entre le massif du Cantal et les provinces volcaniques adjacentes révélant le rôle important des fractures héritées de l'Hercynien pour la remontée des magmas. Nous confirmons ainsi une migration spatio-temporelle vers le nord du volcanisme en Auvergne. Finalement, l'acquisition au cours de ce travail de 47 nouveaux âges K-Ar de 12,8 Ma à 9 ka complète la chronologie du volcanisme du Massif Central en précisant sa distribution spatio-temporelle.

Mots-clés : Cantal, Massif Central, volcanisme, géochronologie K-Ar, caldeira, debris flow

Reconstruction of the morpho-structural evolution and the eruptive dynamics of the Cantal massif ; relationship with the spatio-temporal evolution of the Massif Central volcanism (France)

Abstract

The Cantal massif, located in the French Cenozoic volcanic province, is the largest Miocene volcano in Europe. It is mainly composed of volcanoclastic breccias giving impressive dimensions and a shield-like morphology. Field observations, coupled with K-Ar datings, allowed us to reconstruct the morpho-structural evolution, the eruptive dynamics and the volcanic history of the massif. We first constrained a stratigraphic sequence which is identical all around the massif. Then, we show that it exists from chrono-stratigraphic, structural and geomorphologic evidences a 8 x 10 km central caldera ca. 8 Myrs ago occupied by a lake. The sedimentological and morphological study of the main breccia unit, the Large Breccia Flow, led us to define it as one of the largest syn-eruptive debris flow in the world. We estimate its volume at ca. 100 km³. We propose that this debris flow resulted from a major intracaldera lake eruption. The interaction between a juvenile magma and the water of the caldera lake, with a surteyan dynamics, initiated the debris flow that propagated on the external slopes of the volcano at 360° until 25 km from its source. This study opens outlets on one hand to volcanic hazards related to major intracaldera lake eruptions ; on the other hand, we show that it is possible to reconstruct the former source morphology of a several Myrs-old volcanoclastic breccia flow by studying the sedimentological and morphological criterion of its deposit.

Furthermore, the combination of new K-Ar datings with field observations allowed us to reconstruct the volcanic history of the Cézallier plateau (site of the youngest volcanic activity in the continental France), of the Aubrac plateau, and also the volcanism along the Sillon Houiller. Consequently, we established the spatio-temporal relationships between the Cantal massif and the adjacent volcanic provinces, highlighting the important role of the Hercynian inherited fractures in the magmas ascent. We thus confirm the spatio-temporal migration toward the north in Auvergne. Finally, the acquisition of 47 new K-Ar ages ranging from 12.8 Ma to 9 ka conveys new time constraints on the chronology of Massif Central volcanism by precisising its spatio-temporal distribution.

Keywords : Cantal, Massif Central, volcanism, geochronology K-Ar, caldera, debris flow

Remerciements

Je souhaiterais tout d'abord remercier Pierre-Yves Gillot et l'équipe géochronologie-volcanologie qui m'ont suivi et fait confiance depuis mes débuts à l'Université Paris-Sud.

Mes premiers remerciements vont également à Franck Lavigne, Georges Boudon, Ralf Gertisser et Xavier Quidelleur qui ont accepté d'évaluer ce travail.

Ce travail n'aurait pu aboutir sans l'aide et le soutien de mes camarades thésards, aujourd'hui docteurs. Erell Leocat, avec qui j'ai partagé le « meilleur » bureau du 504 et des moments de bonne humeur passés à nous soutenir mutuellement. Thomas Boulesteix, avec qui j'ai également partagé ce bureau dans la dernière année et dernière ligne droite. Un grand merci à Thomas pour son soutien, son accompagnement et son aide sur le terrain, et ces merveilleuses conversations scientifiques pleines d'utopie jusque tard dans la soirée. Merci à eux également pour le temps qu'ils m'ont consacré à l'apprentissage des manips.

Merci à Aurélie Germa et Tiffany Salvany pour leur soutien et leurs recommandations dans les débuts. Encore merci à Aurélie avec qui j'ai partagé des manips et des moments d'enseignements.

Merci à Yves Missenard, Guillaume Delpech et Carlos Pallares pour leur important soutien et la pertinence de leurs recommandations, ils m'ont appris beaucoup, surtout pendant les « sessions Albert ». Merci également à tout le personnel du laboratoire qui m'a aidé et soutenu durant ce travail.

Merci à tous les thésards du laboratoire avec qui j'ai partagé de très bons moments de discussions scientifiques. Merci à Mélanie Carel pour son soutien et son aide pour les manips de granulo (notre expérience de l'inondation d'une salle de manip a été très concluante...). Merci à Sylvain Rougier pour les bons moments passés en montagne et les aventures extraordinaires vécues à Vienne (le Danube se souviendra de nous). Merci à Alexandra Robert pour sa bonne humeur et ces inoubliables soirées entre Albert, viaduc et toits de l'ENS. Merci à mes camarades et amis de longue date, Antoine Séjourné et Emerick Delangle, avec qui je suis parti découvrir l'autre côté de la Terre, en Nouvelle-Zélande et en Australie. Je ne saurais

également oublier les bons moments vécus avec tous mes camarades de ma promotion de Licence avec qui nous avons écumé les carrières d'ici et d'ailleurs à la recherche de fossiles et de minéraux.

Merci à Marie pour son accueil chaleureux dans son gîte à Riom-Ès-Montagne durant les missions sur le terrain. Merci à la fermière du Lac Pavin pour son délicieux Saint-Nectaire.

J'en profite pour remercier l'équipe de l'Observatoire Volcanologique de Montserrat où j'ai appris beaucoup juste avant de commencer cette thèse. Un clin d'œil à Nick Thompson et Valérie Clouard avec qui j'ai partagé cette aventure, et de mémorables sorties en hélicoptère au-dessus du dôme actif. Merci également à Marc avec qui j'ai partagé plusieurs ascensions et bivouacs sur les volcans italiens, dont les inoubliables éruptions 2001, 2003 et 2004 sur l'Etna face aux fontaines et tunnels de lave.

Le plus grand de mes remerciements revient à mes parents qui m'ont toujours soutenu dans ma dévorante passion des volcans et des voyages, et qui m'ont emmené découvrir l'Etna à l'âge de 14 ans. Le premier d'une longue série de rendez-vous avec les volcans actifs. Merci également à mes amis d'enfance pour leur soutien, ils se sont souvent demandés pourquoi le laboratoire était ma deuxième maison.

Une pensée finalement à Maurice et Katia Krafft dont les écrits et les films ont bercé mon enfance, tout a commencé avec eux, ils m'ont transmis leur passion pour les volcans. Je souhaite rendre également hommage au Professeur Robert Brousse (1929-2010), l'un des plus grands spécialistes du volcanisme du Massif Central et de la pétrologie française, qui aurait sans doute été touché de voir ses nombreuses intuitions mises en lumière à la lecture de ce manuscrit.

PRÉAMBULE

Le volcanisme du Massif Central est un sujet qui a donné lieu à d'innombrables publications d'ouvrages scientifiques ou grand public. On y lit des descriptions volcanologiques ou encore minéralogiques, puis vient souvent un chapitre consacré à son origine. Pourquoi y a-t-il du volcanisme dans le Massif Central ? Cette question reste souvent sans réponse franche. On imagine bien sûr aisément la présence d'une remontée magmatique, mais sous quelle forme et pourquoi à cet endroit là ? En effet, ce volcanisme de France métropolitaine ne « rentre pas » dans les cases. La communauté des Sciences de la Terre a défini, depuis l'avènement de la théorie de la dérive des continents durant les années 1960, différents contextes dans lesquels s'exprime le volcanisme planétaire. Le contexte de subduction représenté par le plongement d'une plaque lithosphérique sous une autre ; le contexte d'extension (rifting), où la croûte terrestre se déchire permettant l'éruption de laves à la frontière de plaques océaniques (rides médio-océaniques) ; et le contexte de point chaud, dans lequel se regroupe le volcanisme qui généralement ne rentre pas dans les deux premières cases. Ces contextes sont des concepts théoriques bien souvent bousculés dans la pratique. Le volcanisme du Massif Central ne se développe pas à la frontière de plaques mais à l'intérieur de la plaque Eurasienne, on le définit ainsi comme « intraplaque ». Lorsque l'on s'intéresse à la structure de l'Europe de l'ouest, on constate que ce volcanisme intraplaque s'installe au sein d'une longue déchirure crustale, le rift ouest européen, qui s'étend depuis le sud de la France jusque dans le nord de l'Allemagne, voire jusqu'en Bohême. Ce rifting intraplaque serait donc à l'origine du volcanisme du Massif Central ? Mais alors d'où vient le magma ? Sa remontée est-elle une conséquence de cette déchirure crustale, ou en est-elle la cause ? Cette question épineuse va alimenter les débats scientifiques durant près d'un demi-siècle jusqu'à nos jours. S'ajoute une interrogation, et non des moindres : d'où vient ce magma qui remonte ? Est-il né d'une anomalie de chaleur dans la partie supérieure du manteau terrestre ? Ou bien a-t-il une origine plus profonde, le manteau inférieur ? C'est cette deuxième hypothèse qui a été longtemps retenue par la communauté scientifique. Comme cela est théoriquement défini, nous aurions alors affaire à un contexte de point chaud. Mais le rifting est-il la conséquence d'un point chaud ? Ce type de contexte

géodynamique existe bien en Afrique de l'est où la croûte se déchire autour du point triple de l'Afar. Mais la comparaison s'arrête ici : il a été récemment montré que le volcanisme du Massif Central ne présentait pas les caractères classiques d'un point chaud, ou pour le moins, les caractères d'une remontée mantellique profonde. En réalité, toute cette histoire repose sur la façon dont on définit les caractères d'un point chaud. Pour résumer, tout est ici probablement une sombre histoire de vocabulaire.

Pour résoudre un problème de cette taille, il est bon de commencer par les évidences, c'est-à-dire de constater. Avant de comprendre ce qu'il se passe sous nos pieds, regardons déjà ce sur quoi on les pose. Comment s'exprime le volcanisme en surface ? Quelles en sont ses morphologies, sa composition ? Mais aussi et surtout comment s'organise-t-il dans l'espace et dans le temps ? C'est là tout l'objet de cette thèse.

Nous constatons donc. Mais pour interpréter, il est nécessaire de lier les constats entre eux de façon à raconter une histoire. C'est à ce moment là qu'il nous faut faire appel à notre sens de l'imaginaire, émettre des hypothèses. Cela sans nous détacher, bien sûr, du réel, tout en préservant le jugement. *« Quand donc on dit qu'un bâton paraît rompu dans l'eau, à cause de la réfraction, c'est de même que si l'on disait qu'il nous paraît d'une telle façon qu'un enfant jugerait de là qu'il est rompu et qui fait aussi que, selon les préjugés auxquels nous sommes accoutumés dès notre enfance, nous jugeons la même chose. Mais je ne puis demeurer d'accord de ce que l'on ajoute ensuite, à savoir que cette erreur n'est point corrigée par l'entendement, mais par le sens de l'attouchement ; car bien que ce sens nous fasse juger qu'un bâton est droit, outre cela il est besoin que nous ayons quelque raison, qui nous enseigne que nous devons en cette rencontre, nous fier plutôt au jugement, que nous faisons ensuite de l'attouchement, qu'à celui où semble nous porter le sens de la vue : laquelle raison ne peut être attribuée au sens, mais au seul entendement. »* Descartes (1596-1650) l'avait bien compris, on ne peut pas croire tout ce qu'on voit au risque de tomber dans l'erreur. Ainsi sommes-nous soit limités par la connaissance, soit trompés par nos sens et donc par notre vision d'un objet, que celui-ci fasse la taille d'un bâton ou celle du Massif Central.

Loin le besoin de justifier ces travaux de thèse, cette incartade philosophique justifie en un sens l'acharnement des géologues qui s'échinent depuis un demi-siècle à comprendre l'origine du volcanisme du Massif Central. De cette façon, il nous est permis de bousculer les idées, de faire évoluer les hypothèses.

« Pour le vulcanologue habitué aux cratères hostiles emplis de fumées et de gaz qui éruptent des giclées de cailloux ou de scories incandescentes, qui recèlent d'étranges mares de bouillonnant roc fondu, d'où s'échappent et ruissellent d'éblouissant fleuves de feu liquide, l'Auvergne aux volcans entrés tout juste dans le sommeil est un extraordinaire musée naturel où il retrouve, paisible, figé par une baguette ensorcelée, ce qui l'avait terrifié parfois lorsqu'il rôdait autour des lucarnes ouvertes sur les mystères flamboyants du globe. Alors que là-bas (ndlr l'Etna) la démesure même du spectacle s'opposait au raisonnement et à l'objectivité, tout ici (ndlr l'Auvergne) est propice à la compréhension des choses, à la discussion paisible, à l'analyse des phénomènes telluriques. Cela ne signifie pas qu'il suffise d'étudier les appareils éteints, disséqués et exposés au regard par l'érosion, pour arriver à comprendre les phénomènes éruptifs. Mais c'est l'école la meilleure pour tous ceux que le volcanisme intéresse et qui veulent aller quelque jour en contempler l'activité. »

En écrivant ces mots, Haroun Tazieff (1914-1998) voyait en l'Auvergne un cas d'école. Cela est vrai lorsque l'on observe, individuellement, les points de sortie des laves : les cônes stromboliens et les dômes de lave de la Chaîne des Puys, les protusions phonolitiques du Mont Dore et du Cantal, ou encore les coulées prismées du Cézallier. Mais pris dans son ensemble, le volcanisme du Massif Central, sa genèse, reste l'une des grandes problématiques volcanologiques du XX^e siècle, et sera probablement encore celle du XXI^e.

INTRODUCTION GENERALE..... 1

CHAPITRE I - ETAT DES CONNAISSANCES, CHRONOLOGIE ET CONTROLE TECTONIQUE DU VOLCANISME DU MASSIF CENTRAL 5

I.1 EXPRESSION DU VOLCANISME..... 7

I.1.1 Les alignements volcaniques du nord du Massif Central..... 7

I.1.1.1 Les pointements du Forez et de la Limagne 7

I.1.1.2 La Chaîne des Puys 9

I.1.1.3 La Chaîne de la Sioule 10

I.1.1.4 Le plateau du Cézallier..... 10

I.1.2 Les alignements volcaniques de l'est du Massif Central..... 11

I.1.2.1 Les plateaux du Devès et du Velay..... 11

I.1.2.2 Le plateau des Coirons et le volcanisme du Bas Vivarais 11

I.1.3 Les alignements volcaniques du sud du Massif Central 12

I.1.3.1 Le plateau de l'Aubrac..... 12

I.1.3.2 Le volcanisme des Causses et du Bas Languedoc 12

I.1.4 Le volcanisme fissural du Sillon Houiller 13

I.1.5 Les volcans centraux : massif du Mont Dore et massif du Cantal 13

I.1.5.1 Le système Mont-Dore – Sancy..... 13

I.1.5.2 Le massif du Cantal..... 15

I.2 CHRONOLOGIE DU VOLCANISME DEPUIS LE PALEOCENE..... 17

I.2.1 Les phases préliminaires du Paléocène et de l'Éocène..... 17

I.2.2 Une reprise d'activité localisée au Miocène terminal 17

I.2.3 La phase d'activité majeure du Miocène supérieur à l'actuel..... 18

I.3 DISTRIBUTION SPATIALE DU VOLCANISME 22

I.4 GEOCHIMIE DES LAVES 23

I.4.1 Les séries volcaniques 23

I.4.2 La source des laves 25

I.4.2.1 Les éléments en traces 25

I.4.2.2 Les isotopes 26

I.4.3 Coexistence de deux séries magmatiques continentales intraplaques..... 27

I.5 ORIGINE DU VOLCANISME DU MASSIF CENTRAL 30

I.5.1 Un demi-siècle de débats scientifiques autour d'un point chaud 30

I.5.2 Modèles géodynamiques en lien avec la tectonique..... 32

I.5.2.1 Un volcanisme issu principalement d'un rifting intraplaque actif..... 32

<i>I.5.2.2 Un rifting intraplaque passif.....</i>	<i>36</i>
<i>I.5.2.3 Un volcanisme en marge de la Méditerranée</i>	<i>37</i>
I.6 NOTE SUR L'EMPLOI DES DATATIONS K-AR	38

CHAPITRE II - LE MASSIF DU CANTAL: EVOLUTION MORPHO- STRUCTURALE, DYNAMIQUE ERUPTIVE ET HISTOIRE VOLCANIQUE.. 41

II.1 INTRODUCTION AU MASSIF DU CANTAL.....	44
II.1.1 Contexte géologique et présentation générale du massif du Cantal	44
II.1.2 Synthèse des travaux précédents et objectifs de cette étude	48
II.2 SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE	54
II.2.1 Observations de terrain : description des unités.....	54
<i>II.2.1.1 Les basaltes infra-cantaliens.....</i>	<i>54</i>
<i>II.2.1.2 Le Complexe Trachyandésitique Inférieur (CTI)</i>	<i>55</i>
<i>II.2.1.3 Les niveaux ponceux</i>	<i>59</i>
<i>II.2.1.4 Le Grand Écoulement Bréchique (GEB)</i>	<i>61</i>
<i>II.2.1.5 Le Complexe Supérieur (CS)</i>	<i>69</i>
<i>II.2.1.6 Les basaltes de plateau</i>	<i>73</i>
II.2.2 Une séquence stratigraphique identique autour du massif.....	75
II.2.3 Géochronologie (datations K-Ar)	77
<i>II.2.2.1 Le point sur les âges bibliographiques et leur interprétation.....</i>	<i>77</i>
<i>II.2.2.2 Nouvelles données géochronologiques</i>	<i>78</i>
<i>II.2.2.3 Comparaison des études géochronologiques : discussion</i>	<i>86</i>
II.3 UNE CALDEIRA CENTRALE	88
II.3.1 Évidences stratigraphiques et morphologiques	90
<i>II.3.1.1 Une séquence stratigraphique interrompue au centre du massif.....</i>	<i>90</i>
<i>II.3.1.2 Une répartition logique des centres éruptifs et des produits associés</i>	<i>94</i>
II.3.2 Limites structurales et temporelles de la caldeira	99
II.3.3 Dimensions et type de caldeira.....	104
II.4 LE GRAND ÉCOULEMENT BRÉCHIQUE : IMPLICATION POUR LA DYNAMIQUE ERUPTIVE DU CANTAL.....	109
II.4.1 Les écoulements volcanoclastiques : définitions	110
<i>II.4.1.1 Les dépôts d'avalanches de débris (DAD).....</i>	<i>110</i>
<i>II.4.1.2 Les coulées de débris (debris flows, DF)</i>	<i>111</i>
II.4.2 Large volcaniclastic debris flow resulting from an intracaldera lake eruption: case study from the Miocene Cantal volcano (article in prep.)	112

<i>II.4.2.1 Method and results</i>	117
<i>II.4.2.2 Discussion</i>	128
<i>II.4.2.3 Conclusions</i>	136
II.4.3 Données expérimentales supplémentaires: la matrice comme indicateur du type d'écoulement.....	138
<i>II.4.3.1 Granulométrie laser : résultats préliminaires</i>	139
<i>II.4.3.2 Mise en évidence d'un écoulement syn-éruptif ?</i>	141
II.5 INTERPRETATIONS : NOUVELLE HISTOIRE VOLCANIQUE DU MASSIF DU CANTAL	144
II.5.1 Une activité basaltique Miocène (12,8 - 9,3 Ma)	144
II.5.2 L'empilement initial de dômes trachyandésitiques (9,3 - 8,1 Ma).....	144
II.5.3 Formation d'une caldeira centrale et initiation du Grand Écoulement Bréchique (8,1 - 7,8 Ma)	146
<i>II.5.3.1 Une caldeira centrale née d'un effondrement volcano-tectonique</i>	146
<i>II.5.3.2 La formation d'un lac de caldeira</i>	146
<i>II.5.3.3 Une éruption sous-lacustre majeure</i>	147
II.5.4 Remplissage de la caldeira par les produits d'une nouvelle activité de dômes (7,8 - ≈ 6 Ma)	148
<i>II.5.4.1 Un remplissage rapide de la caldeira</i>	148
<i>II.5.4.2 Le débordement des produits de remplissage hors de la caldeira</i>	148
<i>II.5.4.3 Une activité différenciée isolée très tardive</i>	149
II.5.5 Une couverture basaltique terminale (7,8 - 5 Ma)	149
II.5.6 L'érosion glaciaire façonne les paysages actuels (< 3 Ma)	150
II.6 SYNTHÈSE DE L'HISTOIRE VOLCANIQUE DU CANTAL	152

CHAPITRE III - CHRONOLOGIE DU VOLCANISME PERI-CANTALIEN:

<u>APPORT DE NOUVELLES DATATIONS</u>	155
III.1 LE PLATEAU DU CÉZALLIER	157
III.1.1 Travaux géochronologiques précédents.....	157
III.1.2 La phase Mio-Pliocène : nouvelles datations	158
III.1.3 Le volcanisme Quaternaire : nouvelles datations	161
III.1.4 Les phases d'activité volcanique du Cézallier : discussion	163
<i>III.1.4.1 Discussion sur les âges d'activité</i>	163
<i>III.1.4.2 Un volcanisme Quaternaire important</i>	165
III.1.5 Histoire volcanique du Cézallier : synthèse	167
III.2 LE PLATEAU DE L'AUBRAC	168

III.2.1 Travaux géochronologiques précédents.....	168
III.2.2 Une activité Miocène brève : nouvelles données	169
III.2.3 Discussion sur les âges d'activité de l'Aubrac	170
III.3 LE SILLON HOULLER.....	171
III.3.1 Présentation du Sillon Houiller.....	171
III.3.2 Structurale et géodynamique.....	171
III.3.3 Volcanisme le long du Sillon Houiller.....	172
III.3.4 Volcanologie du Sillon Houiller	172
III.3.5 Travaux géochronologiques précédents.....	174
III.3.6 Une activité Mio-Pliocène : nouvelles données	175
III.3.7 Le volcanisme le long du Sillon Houiller : discussion et synthèse	176
 CHAPITRE IV - RELATIONS SPATIO-TEMPORELLES ENTRE LE MASSIF DU CANTAL ET LES PROVINCES VOLCANIQUES ADJACENTES.....	 179
IV.1 RELATIONS TEMPORELLES : APPORT DES NOUVELLES DATATIONS	181
IV.2 MIGRATION SPATIO-TEMPORELLE DU VOLCANISME	184
 CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	 193
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	 197
 ANNEXES.....	 211
<i>Datation K-Ar technique Cassaignol-Gillot : principes et méthode.....</i>	<i>213</i>
<i>Granulométrie laser : principes et méthode</i>	<i>229</i>
 ARTICLE.....	 233
<i>Leibrandt et al. (in prep.) – Identification of a central caldera on the Cantal volcano (France): insights for a new morpho-structural evolution model.....</i>	<i>233</i>

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Depuis que Jean Etienne Guettard (1715-1786) a annoncé à l'Académie des Sciences, le 10 mai 1752, que les montagnes d'Auvergne sont des volcans éteints, les travaux sur le volcanisme d'Auvergne se sont multipliés jusqu'à nos jours. Ainsi, deux siècles et demi d'observations et d'avancées de la science des volcans a permis de définir de plus en plus exhaustivement le « volcanisme d'Auvergne » et plus généralement le volcanisme du Massif Central Français. Les études successives ont vu naître la datation par radiochronologie, coïncidant avec la théorie de la dérive des continents, et les avancées considérables d'une science nouvelle, la volcanologie.

Le volcanisme du Massif Central repose sur un socle Hercynien et s'étend d'ouest en est depuis le Sillon Houiller jusqu'au Sillon Rhodanien, et du nord au sud depuis la Chaîne des Puys jusqu'au Cap d'Agde. Après un début d'activité dispersé à la fin du Crétacé vers 65 Ma, voire même au Jurassique supérieur, la production magmatique majeure se produit essentiellement du Miocène jusqu'à l'Holocène, depuis environ 15 Ma jusqu'à environ 6000 ans, l'activité la plus récente datée de France métropolitaine. Le volcanisme est divisé en différentes provinces que l'on distingue, au premier ordre, en fonction de la nature des laves et de leur dynamisme de mise en place. Il existe ainsi de nombreux plateaux volcaniques résultant d'édifices de taille faible à moyenne principalement basaltiques (Chaîne des Puys, Chaîne de la Sioule, Cézallier, Aubrac, Devès, Velay, Bas Vivarais, Coirons) alignés selon des directions tectoniques majeures, et des massifs plus importants en volume : le stratovolcan du Mont Dore couplé au système du Sancy, et le complexe différencié du Cantal, le plus grand d'Europe. Il existe également un volcanisme dispersé le long du Sillon Houiller, profonde faille lithosphérique qui limite le volcanisme à l'ouest.

L'objectif de ce travail de thèse est de déterminer l'évolution morpho-structurale, la dynamique éruptive et l'histoire volcanique du plus grand complexe volcanique Miocène d'Europe : le massif du Cantal. De plus, afin de replacer le massif du Cantal dans un contexte plus global d'un point de vue spatial et temporel,

notre étude s'étend au volcanisme péri-cantalien. L'acquisition de nouvelles données géochronologiques durant ce travail de thèse nous permet de compléter et d'affiner, d'une part les phases d'activité des provinces volcaniques adjacentes au massif du Cantal, mais également les observations réalisées au cours de travaux précédents quant à la distribution spatio-temporelle du volcanisme du Massif Central, et plus particulièrement de sa partie ouest, l'Auvergne.

Pour réaliser ce travail, nous combinons des évidences de terrain au travers d'observations structurales, géomorphologiques et sédimentologiques, et des datations K-Ar selon la technique Cassinot-Gillot.

Ce manuscrit est divisé en quatre chapitres :

Le premier chapitre présente une synthèse bibliographique concernant l'état des connaissances, la chronologie et le contrôle tectonique du volcanisme du Massif Central. Nous y aborderons ainsi sa distribution spatio-temporelle et son origine.

Le second chapitre constitue la plus grande part du travail réalisé au cours de cette thèse et traite de l'évolution morpho-structurale, de la dynamique éruptive et de l'histoire volcanique du massif du Cantal. Cette partie comprend également une étude plus approfondie, écrite en anglais (article en préparation), de la plus volumineuse unité bréchique du massif, le Grand Écoulement Bréchique, dont nous aborderons la dynamique de mise en place et d'écoulement.

Le troisième chapitre présente de nouvelles données géochronologiques couplées à de nouvelles observations volcanologiques, dont l'interprétation permet d'affiner la contrainte dans le temps du volcanisme péri-cantalien : le plateau du Cézallier et de l'Aubrac, et l'expression du volcanisme le long du Sillon Houiller.

Enfin, un quatrième chapitre constitue une discussion sur les relations spatio-temporelles entre le massif du Cantal et les provinces volcaniques adjacentes, et de manière plus générale sur la migration dans le temps et dans l'espace du volcanisme de l'Auvergne.

Les annexes comprennent les principes et méthodes de la datation au K-Ar technique Cassinol-Gillot, depuis le prélèvement de l'échantillon sur le terrain et la préparation en laboratoire, jusqu'à la mesure par spectrométrie de masse de l'Ar et spectrométrie d'absorption atomique du K. Les caractéristiques pétrographiques de tous les échantillons mesurés au cours de ce travail sont intégrées à cette partie. S'ajoute les principes et méthode de la granulométrie laser, de la préparation à la mesure des échantillons.

La dernière partie du manuscrit comprend un article en préparation intitulé « Identification of a central caldera on the Cantal volcano (France) : insights for a new morpho-structural evolution model », à soumettre dans le Journal of Volcanology and Geothermal Research.

Chapitre I

-

ETAT DES CONNAISSANCES, CHRONOLOGIE ET CONTRÔLE TECTONIQUE DU VOLCANISME DU MASSIF CENTRAL



Coulée basaltique prismée à Saint-Arcon d'Allier (Devès)

Ce premier chapitre du manuscrit est consacré à la présentation de l'état des connaissances du volcanisme du Massif Central (MC) (Fig. 1), de son expression en surface à sa pétrologie. Nous aborderons également la chronologie des événements volcaniques du Massif Central depuis le Paléocène jusqu'à l'actuel, ainsi qu'une synthèse des études géochimiques des laves du MC. Dans un deuxième temps, nous présenterons les hypothèses de l'origine du volcanisme du MC. En effet, malgré un demi-siècle de débats sur une origine mantellique profonde du volcanisme, les hypothèses les plus récentes tendent à montrer l'importance du rôle de la tectonique, notamment consécutivement à l'orogénèse alpine.

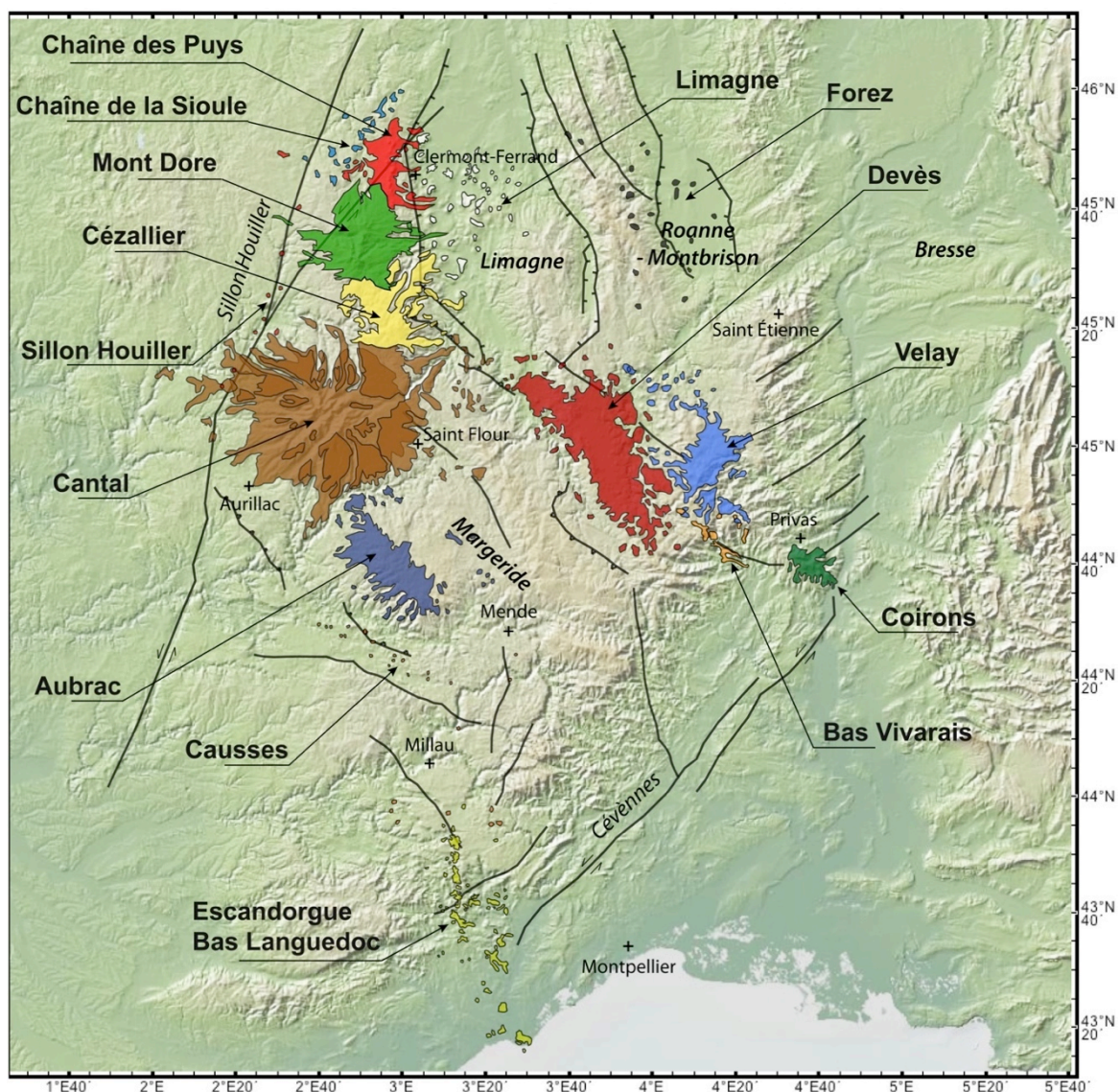


Figure 1 – Localisation des provinces volcaniques depuis le Miocène et des principales structures tectoniques dont les rifts qui affectent le Massif Central (Limagne, Roanne-Montbrison, Bresse) (d'après la carte géologique de France au 1/1 000 000^e, 6^e édition, 2003).

I.1 EXPRESSION DU VOLCANISME

I.1.1 LES ALIGNEMENTS VOLCANIQUES DU NORD DU MASSIF CENTRAL

I.1.1.1 Les pointements du Forez et de la Limagne

Le volcanisme du Forez, situé entre la vallée de l'Allier et de la Loire, compte une centaine de pointements volcaniques dispersés au voisinage de l'escarpement qui sépare les Monts du Forez de la plaine de Montbrison. L'orientation de l'ensemble des points de sortie est d'environ N140 (Fig. 2).

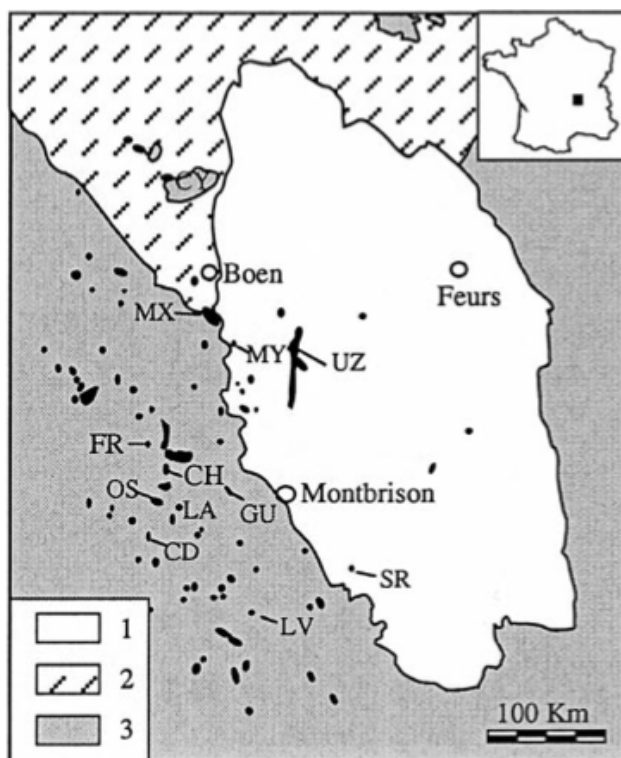


Figure 2 – Carte géologique simplifiée des Monts du Forez. 1 : sédiments Tertiaires et Quaternaires ; 2 : sédiments Dévoniens et Carbonifères ; 3 : socle cristallin Hercynien ; en noir, les laves cénozoïques (d'après Lenoir et al., 2000).

Le volcanisme Oligo-Miocène du Forez comporte des laves basiques riches en feldspathoïdes (Hernandez, 1973): néphélinites à mélilites, basanites à leucite et basanites à analcimes, limburgites et basanitoïdes. Cette association pétrologique néphéline-basanite-mélilite est unique dans le Massif Central. Notons que certaines laves ont eu une affinité carbonatitique, en témoigne les xénocristaux ferrisaltiques (riche en ferrosilite, le pôle ferrique du pyroxène) retrouvés dans des basaltes postérieurs (Lenoir et al., 2000).

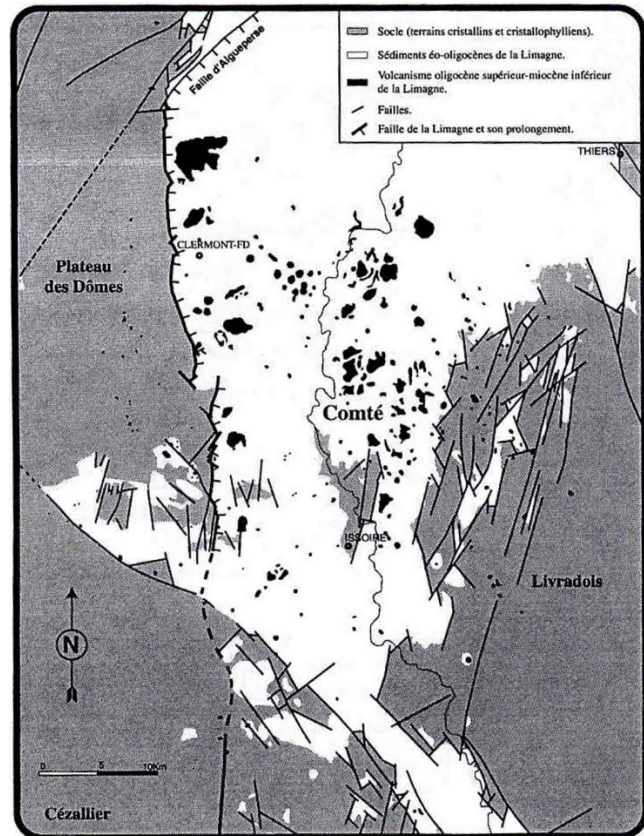
Le fossé d'effondrement de la Limagne, bordé par le Plateau des Dômes (Chaîne des Puys) à l'ouest et les Monts du Forez à l'est, est le siège d'un

volcanisme qui comporte environ 230 édifices ponctuels (Fig. 3). Celui-ci déborde sur les plateaux adjacents, à l'est de l'Allier dans la Comté d'Auvergne, où se situent les quelques termes différenciés. L'orientation des pointements est globalement N-S, voire N20 dans la Comté qui borde le Livradois.

Figure 3 – Répartition du volcanisme dispersé dans le graben de la Limagne et sur le socle périphérique (Michon, 2001, modifié d'après Cheguer, 1996).



Figure 4 – L'oppidum de Gergovie s'élève à 350 m au-dessus de la plaine de la Limagne (crédit : inconnu).



Les produits de cette province comprennent des laves moyennement à fortement alcalines, sodi-potassiques, qui se placent dans la lignée basanite à phonolite. Les laves basaltiques, majoritaires, sont représentées par des néphélinites, basanites, basaltes alcalins et trachybasaltes (Cheguer, 1996). Il existe également des cheminées pépéritiques (associées à une activité phréatomagmatique en milieu lacustre) plus ou moins déchaussées par l'érosion qui constituent des buttes isolées. D'un point de vue morphologique, les coulées Mio-Pliocènes apparaissent nettement inversées : 350 m pour le plateau de Gergovie (Fig. 4), 200 m pour la Montagne de la Serre.

I.1.1.2 La Chaîne des Puys

Le volcanisme de la Chaîne des Puys (CDP) compte parmi les manifestations les plus récentes de l'activité éruptive de France métropolitaine. C'est de loin la province volcanique la plus étudiée et la plus documentée du Massif Central. Elle est composée de l'alignement d'édifices, la plupart monogéniques, sur un horst cristallophyllien que l'on nomme le Plateau des Dômes (Fig. 5). Celui-ci, avec une altitude moyenne d'environ 1030 m, s'élève à près de 1000 m au-dessus du graben de la Limagne. Le plateau présente une dissymétrie morphologique avec une pente plus prononcée à l'est qu'à l'ouest. Néanmoins, les coulées de lave émises depuis les centres éruptifs localisés sur le plateau ont tendance à s'épancher vers l'ouest en raison du léger gauchissement du socle Hercynien. L'alignement principal des édifices est légèrement excentré à 2-3 km à l'ouest de l'axe sommital du horst et à 6-7 km de l'escarpement de la Limagne. L'orientation générale de l'alignement est N-S, mais les édifices s'orientent au second ordre selon des faisceaux de fractures NNE-SSW (Boivin et al., 2004). L'expression morphologique du volcanisme de la CDP est assez diversifiée. On compte majoritairement des cônes de scories, certains emboîtés, d'autres égueulés, que l'on associe souvent à des coulées basaltiques. Il existe plusieurs protusions et dômes trachytiques comme le Puy de Dôme (1465 m), point culminant de la chaîne. Enfin, il existe des maars, témoins de violentes explosions résultant d'une activité phréatomagmatique.

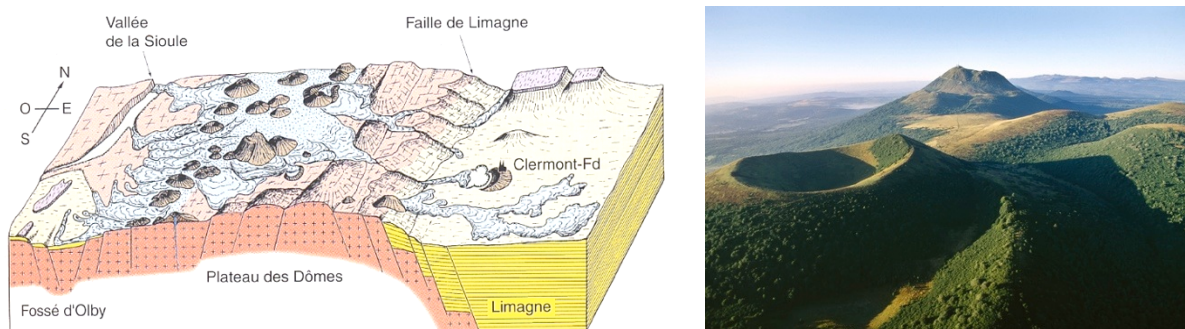


Figure 5 – Le Plateau des Dômes et l'escarpement de la Limagne (Boivin et al., 2004). Photo : le cône strombolien du Puy Pariou et le dôme trachytique du Puy de Dôme (crédit : Joël Damase).

D'un point de vue pétrologique, les laves se différencient selon la série intermédiaire depuis un pôle ferromagnésien jusqu'à des termes riches en silice (Boivin et al., 2004) : basaltes, trachyandésites basaltiques, trachyandésites, trachytes, jusqu'à des verres rhyolitiques. De manière générale, les laves de la CDP

se singularisent par une série magmatique alcaline à tendance potassique dont les termes différenciés présentent une teneur élevée en silice. Cette évolution s'explique par un processus de cristallisation fractionnée (Maury et al., 1980 ; Villemant et al., 1980). Par ailleurs, les basaltes de la CDP sont généralement dépourvus de feldspathoïdes (Boivin et al., 2004).

I.1.1.3 La Chaîne de la Sioule

A l'ouest de la Chaîne des Puys, la Chaîne de la Sioule, complétée de la « Petite Chaîne des Puys » dans sa partie Quaternaire, représente un alignement de structures volcaniques orienté NE-SW, large de 11 km sur 50 km de longueur, qui s'étend du maar de Gour de Tazenat au nord jusqu'au sud-ouest de Pontgibaud. Cette province, peu étudiée, est alcaline et non différenciée.

I.1.1.4 Le plateau du Cézallier

Le plateau du Cézallier, localisé entre les planèzes nord du massif du Cantal et le massif du Mont Dore, est constitué principalement de basaltes et culmine au Signal du Luguet à 1551 m. L'expression du volcanisme y est limitée à des empilements de coulées basaltiques, de maars et des cônes stromboliens d'âge Pléistocène-Quaternaire relativement bien conservés, notamment la zone nord du plateau où s'installe un volcanisme préhistorique dont celui du système Montchal-Pavin. Il existe néanmoins de rares injections de magma différencié de type trachytique et phonolitique. Cette province basaltique est l'une des moins étudiées du Massif Central, probablement du fait de la difficulté à en déterminer ses limites spatiales. Néanmoins, la grande variété des laves présentes dans le Cézallier ont conduit Cantagrel et Thonat (1976) à proposer l'existence d'un stratovolcan, centré sur le plateau, constitué de pyroclastites acides et basiques depuis des basaltes et basanites, des phonolites et téphrites, jusqu'aux trachytes. Les données sur ce sujet, peu accessibles, sont illustrées sur la carte géologique de Veyre-Monton, non publiée à ce jour (notice absente) mais accessible sur le site internet InfoTerre™ (BRGM). De même, la feuille adjacente nord de Besse-en-Chandesse, couvrant notamment les systèmes Holocène de la région du Lac Pavin, n'existe pas mais serait en cours de réalisation (source BRGM). Il existe également un volcanisme périphérique, surtout étendu vers l'est du plateau, essentiellement effusif et

basanitique, donnant naissance à de très longues coulées de lave dont la plus longue coulée de lave de France métropolitaine, la coulée de la vallée de l'Alagnon, avec près de 50 km de distance parcourue (Brousse et Lefèvre, 1990).

I.1.2 LES ALIGNEMENTS VOLCANIQUES DE L'EST DU MASSIF CENTRAL

I.1.2.1 Les plateaux du Devès et du Velay

Le Devès est un plateau basaltique bien individualisé, orienté N135, qui s'étend sur environ 60 x 15 km. L'arête du plateau, qui culmine au Mont Devès à 1421 m d'altitude, est plus proche de l'Allier que de la Loire et est le lieu de regroupement des principaux centres éruptifs : près de 150 cônes stromboliens et une trentaine de maars (Brousse et Lefèvre, 1990). Les laves basaltiques, très peu évoluées, dont des basanites à néphéline normative (Liotard et al., 1988), sont très riches en xénolites provenant du socle ou en péridotites du manteau supérieur.

L'alignement du Velay constitue une chaîne de volcans orientée selon un axe principal N135. Il culmine au Mont Mézenc à une altitude de 1754 m. Les laves se présentent en une série qui va des basanites aux phonolites. On dénombre ainsi près de 180 points de sortie de laves phonolitiques dont une centaine sous forme de dômes. L'étude d'un tuff pyroclastique a révélé la présence de carbonatites dans le mélange magmatique, c'est l'une des premières preuves de la présence de magma carbonaté dans le Massif Central (Chazot et al., 2003).

I.1.2.2 Le plateau des Coirons et le volcanisme du Bas Vivarais

Le plateau volcanique des Coirons est localisé sur la bordure sud-est du Massif Central. Il s'étale sur une vingtaine de km de longueur selon un axe orienté N135 (Brousse et Lefèvre, 1990). Il représente l'extension sud de l'alignement du Velay. Les produits volcaniques recouvrent les séries sédimentaires du Trias à l'Oligocène. Le volcanisme s'exprime majoritairement en coulées basaltiques associées à quelques cônes de scories. On y observe également des maars auxquels s'associent des brèches d'origine phréatomagmatique.

Le volcanisme du Bas Vivarais (Ardèche) est l'une des provinces les plus récentes du Massif Central. Elle s'étend sur près de 500 km² et est constituée d'une

quinzaine d'appareils éruptifs (Brousse et Lefèvre, 1990). Ce volcanisme s'exprime par des phases phréatomagmatiques (maars), précédées ou suivies par des périodes d'activité strombolienne auxquelles on associe de longues coulées basaltiques. Les laves y sont très homogènes en composition, essentiellement des basaltes alcalins à xénolites du socle et des péridots.

I.1.3 LES ALIGNEMENTS VOLCANIQUES DU SUD DU MASSIF CENTRAL

I.1.3.1 Le plateau de l'Aubrac

Le plateau basaltique de l'Aubrac, adjacent à la partie sud du massif du Cantal, s'étend sur 450 km² pour une épaisseur maximale des laves d'environ 300 m dans la région axiale orientée N130. Le volume de lave conservé a été estimé à 40 km³ (De Goër de Herve et al., 1991). Le plateau est constitué par une série de laves peu différenciées, modérément alcaline (basalte – hawaïite) à fortement alcaline (basanite – téphrite), sans localisation préférentielle des différents termes.

I.1.3.2 Le volcanisme des Causses et du Bas Languedoc

Le volcanisme des Causses s'étend de la vallée du Lot au nord jusqu'au Languedoc au sud. Mais celui-ci est très dispersé et faiblement volumineux. Il s'épanche sur un plateau calcaire Jurassique. Les points de sorties sont commandés par d'anciennes fractures réactivées : la direction N110 du détroit de Rodez et la direction N20 dans la vallée du Tarn (Brousse et Lefèvre, 1990). Les laves y sont basaltiques alcalines sous-saturées (Gillot, 1974). Les morphologies volcaniques correspondent à des lacs de laves remplissant d'anciens maars, des dykes ou des sills isolés, et plus rarement des coulées de lave (Dautria et al., 2010).

L'alignement de l'Escandorgue, dans le Bas Languedoc, est orienté N-S. Le volcanisme y est essentiellement d'origine phréatomagmatique, parfois strombolien. Au sud, dans l'Hérault, se développe un volcanisme plus récent sous la forme de cônes stromboliens bien conservés et des anneaux de tuff d'origine hydromagmatique (Dautria et al., 2010). L'extrémité sud de ce volcanisme est Pléistocène et localisée au Cap d'Agde.

I.1.4 LE VOLCANISME FISSURAL DU SILLON HOUILLER

Le Sillon Houiller, qui s'étend depuis l'Aveyron au sud jusqu'à l'Allier au nord sur près de 270 km, est défini comme une profonde faille lithosphérique qui limite à l'ouest le volcanisme du Massif Central. Le volcanisme le long de cette fracture s'exprime par un ensemble d'appareils localisés dans le graben houiller ou à ses marges, dans une bande très large d'environ 18 km (Brousse et Lefèvre, 1990). Sa direction générale est N20 et la faille a rejoué à l'Oligocène et au Miocène selon un jeu senestre. Le volcanisme, très peu étudié dans son ensemble, se serait développé durant des cycles d'ouverture, livrant une suite d'appareils ponctuels. En raison de leurs âges Miocène, les édifices volcaniques sont en grande partie démantelés, il n'en reste que les necks ou quelques coulées massives. Ce volcanisme, fortement sous-saturé en silice, est constitué de basanites à leucite et à néphéline. On citera les formations les plus connues, comme le lac de lave de Chastel-Marlhac ou encore le dôme-coulée de Bort-les-Orgues.

I.1.5 LES VOLCANS CENTRAUX : MASSIF DU MONT DORE ET MASSIF DU CANTAL

I.1.5.1 Le système Mont-Dore – Sancy

Le massif du Mont Dore (Fig. 6) comprend deux systèmes volcaniques qui prennent la forme de volcans composites d'âges différents : le stratovolcan du Mont Dore et le stratovolcan du Sancy. Ce système couplé s'étend sur près de 500 km² pour un volume de produits émis de l'ordre de 220 km³ (Brousse, 1971). Il culmine à 1886 m d'altitude au Puy de Sancy, ce qui en fait le plus haut sommet du Massif Central.

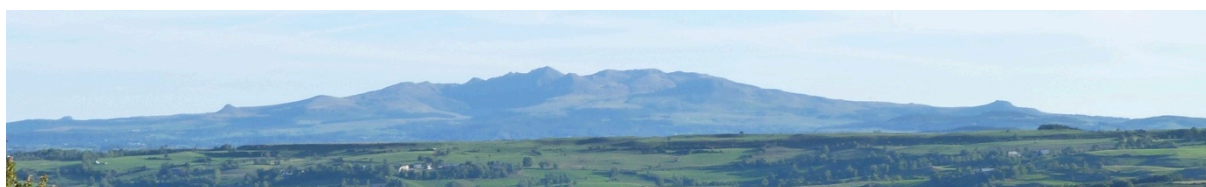


Figure 6 – Le flanc sud du massif du Mont Dore vue depuis le massif du Cantal.

Le système polyphasique du Mont Dore possède une caldeira d'origine volcano-tectonique. Les cycles d'activité correspondent tout d'abord à l'accumulation de produits basaltiques. L'apparition de produits différenciés, allant jusqu'aux trachy-phonolites et aux rhyolites, correspond au fonctionnement d'un réservoir magmatique

individualisé sous le massif, dans lequel, par cristallisation fractionnée et cumulats, s'élabore un magma de plus en plus alcalin (Briot, 1988). Cette évolution aboutit à des émissions très importantes de produits pyroclastiques dont des retombées et des écoulements ponceux. Ceux-ci vont entraîner l'effondrement du système pour former une caldeira. Les activités ultérieures se mettent en place le plus souvent le long des failles bordières de cet effondrement. Les produits de remplissage remplissent en partie la dépression caldérique dans laquelle s'est mis en place un lac. D'après les premières études synthétisées par Brousse et al. (1990), l'histoire volcanique du système Mont Dore – Sancy se divise en trois phases : (1) La série inférieure n'affleure qu'aux marges externes du massif et est le plus souvent en contact avec le socle granitique Hercynien. Elle débute par des coulées de lave basaltiques, succédées par la mise en place de laves différenciées ; (2) La série moyenne débute par l'éruption à l'origine de la grande nappe de ponces qui recouvre la totalité du massif (350 km²). En conséquence de l'expulsion de ce gros volume se forme la caldeira dite de la Haute Dordogne (Fig. 7). Ces ponces témoignent de la coexistence de deux magmas, rhyolitique et trachytique. Puis l'activité consécutive va se mettre en place le long des failles bordières et comprend des produits plus ou moins primaires (basaltes, hawaïites) et deux séries de produits différenciés, l'une sous-saturée des ordanchites (téphrite à haüyne de la Banne d'Ordanche) aux phonolites, l'autre sur-saturée des mugéarites aux rhyolites en passant par les benmoréites ; (3) La série supérieure est la phase de développement du Puy de Sancy, principalement au sud du massif du Mont Dore. Les séries recouvrent la série moyenne et contribuent à combler la fosse de la Haute Dordogne (Fig. 7). Cette phase correspond également à la réactivation de la faille bordière est de la caldeira qui développe un volcanisme linéaire. Ce volcanisme très explosif dépose une part importante de produits pyroclastiques comparée au volume des laves massives.

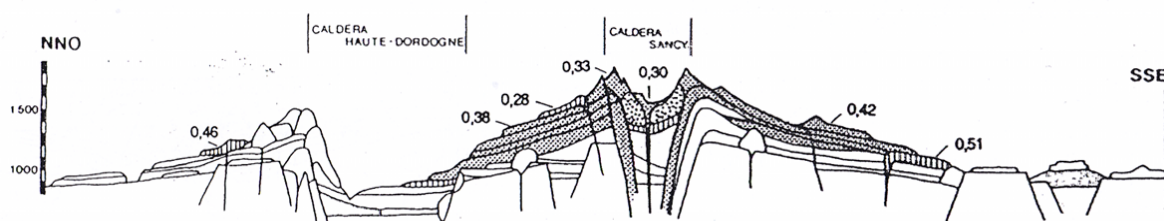


Figure 7 – Coupe schématique du Massif du Mont Dore mettant en évidence la caldeira de la Haute Dordogne et la caldeira dite du Sancy, de taille plus modeste. Les dépôts grisés appartiennent au Puy de Sancy. Les nombres sont des âges K-Ar en Ma (Cantagrel et Baubron, 1983).

Les études récentes sur le massif du Mont Dore mettent en cause l'existence et les limites d'une caldeira (Cantagrel et Briot, 1990) et d'autres auteurs proposent l'existence de déstabilisations de flancs ayant donné naissance à des avalanches de débris (Bernard et al., 2009). Néanmoins, l'encadrement temporel de ces événements, basé sur des âges anciens mesurés en roche totale (Cantagrel et Baubron, 1983) et l'absence de structures de glissement identifiées, limitent l'argumentation de telles hypothèses.

I.1.5.2 Le massif du Cantal

Le massif du Cantal est un complexe volcanique imposant, prenant l'apparence d'un bouclier (Fig. 8) qui s'étend sur près de 2500 km² pour un volume estimé à 385 km³ (Nehlig et al., 2001), ce qui en fait le plus grand complexe volcanique de France et le plus grand d'Europe. Le massif culmine à 1855 m au Plomb du Cantal et les principaux sommets sont regroupés dans sa partie centrale. Les pentes du massif sont régulières et décroissent vers la périphérie.

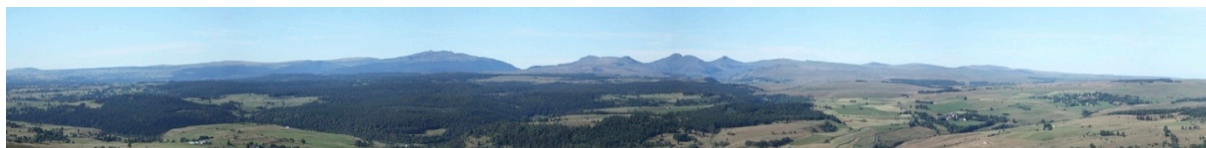


Figure 8 – Le côté nord du massif du Cantal vue du plateau du Cézallier.

Durant les deux siècles d'études géologiques desquels sont issues d'innombrables publications, une première vision globale de l'évolution morpho-structurale et de l'histoire éruptive du massif est proposée à partir des années 1970 au travers de la réalisation des cartes géologiques de la périphérie du massif (Brousse et al., 1972 ; 1975 ; 1977 ; 1980 ; 1989), qui est basée sur la présence d'une caldeira centrale. Mais l'avalanche de débris du Mont Saint Helens (Washington, Etats-Unis) survenue lors de l'éruption du 18 mai 1980 a conduit des chercheurs dès 1984 (Camus, non publié ; Hoskuldsson, 1989 ; Bourdier et al., 1989) à faire le parallèle entre les dépôts de l'avalanche et les volumineux dépôts bréchiques du Cantal. Au cours de ces vingt dernières années, un groupe de travail dirigé par le BRGM (Nehlig et al., 2001) a entrepris des recherches au cours desquelles les auteurs proposent de réinterpréter les dépôts bréchiques qui constituent majoritairement le massif. Les premiers schémas structuraux des avalanches de débris vont voir le jour (Cantagrel, 1995 ; Fréour, 1998 ; Vidal, 1998)

avant d'en détailler les dépôts du nord-ouest du massif (Schneider et Fisher, 1998 ; Reubi et Hernandez, 2000). La synthèse de l'histoire du massif, d'après les travaux du BRGM (Nehlig et al., 2003), donne lieu à une vision différente de l'évolution du massif (Fig. 9) qui se divise en plusieurs phases : (1) des basaltes Miocène s'épanchent sur le socle Hercynien ; (2) un stratovolcan trachyandésitique initial se met en place et atteint près de 4 000 m d'altitude ; dans le même temps, des basaltes s'épanchent ; (3) des glissements de flancs successifs affectent le stratovolcan dans toutes les directions ; puis des lahars remanient les dépôts d'avalanche de débris et se propagent sur les pentes du stratovolcan ; (4) des basaltes terminaux chapeautent le massif. Une comparaison des études plus approfondie est à lire dans le chapitre II de ce manuscrit.

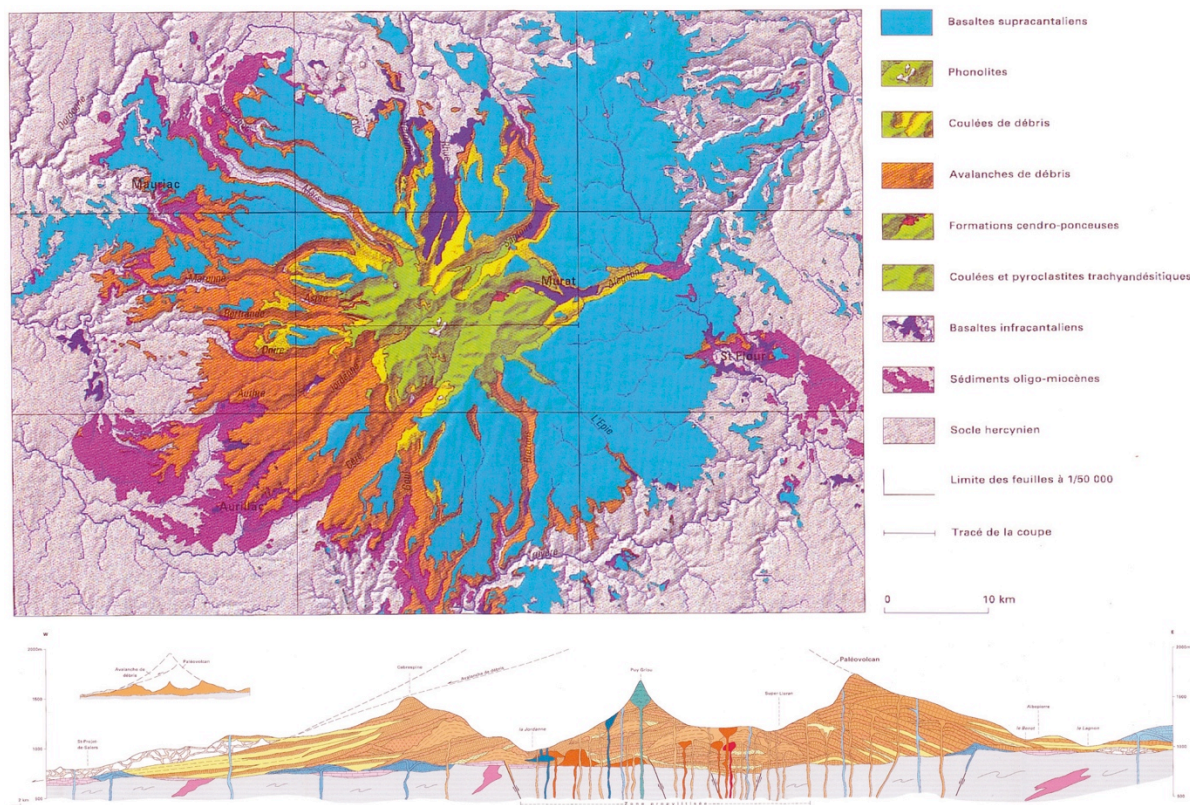


Figure 9 – Carte et coupe géologique simplifiée du massif du Cantal (extrait feuille de Murat au 1/50000^e, BRGM, synthèse par Nehlig et al., 2001).

I.2 CHRONOLOGIE DU VOLCANISME DEPUIS LE PALEOCENE

I.2.1 LES PHASES PRELIMINAIRES DU PALEOCENE ET DE L'ÉOCENE

Le volcanisme Paléocène du Massif Central a commencé à se manifester il y a environ 60 Ma. Ce volcanisme est rare et dispersé et s'étend des Causses, au sud, jusqu'au Morvan, au nord. On cite en exemple, le maar de Menat daté à environ 55 Ma (Vincent et al., 1977) et localisé au nord de la Chaîne des Puys. On ne connaît quasiment pas d'activité entre 55 Ma et la fin de l'Oligocène. La seule activité significative recensée se situe en Bourgogne, dans le Charollais, à l'extrémité nord du Massif Central. Bellon et al. (1974) y datent des basaltes qui se seraient épanchés entre 65 et 37 Ma. Un événement volcanique est rapporté dans la partie sud du massif, un neck basanitique près de Séverac-le-Château daté à 57 Ma (Baubron et al., 1978). L'activité nord est constituée de pointements comme dans les Monts du Forez à 62 Ma (Lenoir et al., 2000) ou encore le long des bordures du graben de la Limagne vers 45 Ma (Brousse et Lefèvre, 1990).

I.2.2 UNE REPRISE D'ACTIVITE LOCALISEE AU MIOCENE TERMINAL

Après, semble-t-il, plus de 10 Ma d'absence, le volcanisme apparaît en Limagne au Miocène moyen (25 à 11 Ma), avec de rares occurrences Plio-Quaternaire (Cheguer et de Goër de Herve, 1996). Le premier épisode, de 21 à 12 Ma, correspondant aux éruptions qualifiées de «Génération Limagne» est essentiellement localisé dans le bassin sédimentaire. Dans la Comté, où le volcanisme est plus concentré, les premières éruptions correspondent à la mise en place des laves différenciées vers 21 Ma, les dernières manifestations sont représentées par des laves basaltiques.

Une activité contemporaine dans les Monts du Forez, à l'est de la Limagne, est représentée par deux phases volcaniques : une phase Paléocène de faible volume, et une phase Miocène inférieur plus importante en volume. L'âge proposé pour ce volcanisme est compris entre 21,5 et 12,6 Ma (Bellon et Hernandez, 1979 ; Gerbe et al., 1998). De façon à préciser les âges existants, de nouvelles datations Ar/Ar ont été réalisées par Lenoir et al. (2000). Les auteurs datent notamment une

basanite à $20,0 \pm 0,5$ Ma. Néanmoins, seul 1/10 des pointements a été daté (Michon, 2000).

I.2.3 LA PHASE D'ACTIVITE MAJEURE DU MIOCENE SUPERIEUR A L'ACTUEL

Suite à la reprise d'activité localisée au Miocène terminal, le volcanisme s'amplifie à partir du Miocène supérieur, d'abord dans la partie sud du Massif Central, dans les provinces localisées au sud du plateau du Cézallier, puis dans la partie nord environ 6 Ma plus tard.

Tout d'abord, la longue activité le long du **Sillon Houiller** se serait déroulée de 14,5 à 3,6 Ma (Brousse et Lefèvre, 1990), depuis le nord vers le sud. Puis l'une des plus anciennes provinces magmatiques de la phase volcanique majeure, le plateau de l'**Aubrac**, se met en place entre 9 et 6 Ma (Baubron et Demange, 1982 ; Goër de Herve et al., 1991). Les auteurs de ces âges affirment que 90 % du volume magmatique a été émis en un court épisode autour de 7,5 Ma. Un pic d'activité aurait probablement duré environ 250 ka, ce qui par ailleurs semble cohérent avec les données paléomagnétiques (Goër de Herve et al., 1991). Dans une phase contemporaine mais non moins précoce, le massif du **Cantal** s'active depuis la mise en place de basaltes Miocène à partir de 13 Ma. La synthèse de l'histoire éruptive du massif indique qu'il y a eu une activité basaltique jusqu'à 7 Ma. Dans le même temps, entre 10 et 6,5 Ma, se forme un volcan trachyandésitique. L'activité se termine par un ennoiment basaltique entre 7 et 2 Ma (Nehlig et al., 2001). Vers le sud, le volcanisme dispersé des **Causses** a été daté entre 13 et 4 Ma (Gillot, 1974), dont quelques intrusions ont été datées entre 10 et 7 Ma (Gillot et al., 1972).

Dans la partie sud-est du Massif Central, se forme le plateau basaltique des **Coirons**. Mais celui-ci reste mal contraint dans le temps malgré la présence de quelques âges dans la littérature : des âges Miocènes de quelques coulées basaltiques ont été déterminés autour de 6,8 et 7,1 Ma (Brousse et Lefèvre, 1990), d'autres auteurs donnent des âges de 6,2 et 7,9 Ma (Féraud, 1979). Plus précocement, naît le volcanisme du **Velay** que l'on divise en deux sous-ensembles aux périodes d'activité distinctes : l'Emblavès au nord-ouest de 15 à 10 Ma et les Boutières au sud-est de 8 à 6 Ma (Nehlig et al., 2003). Néanmoins, Brousse et Lefèvre (1990) citent une activité basaltique entre 11 et 8 Ma et la téphrostratigraphie

aurait révélé une activité plus récente comprise entre 3,2 et 0,9 Ma au sud de l'alignement. La datation au sein des sédiments lacustres du maar de Senèze, par exemple, a révélé un niveau de tephra daté à 2,1 Ma (Roger et al., 2000).

A la limite Mio-Pliocène, dans la partie ouest du Massif Central, se met en place le plateau du **Cézallier** dont les âges présentés dans la littérature montrent une activité précoce à partir de 7,8 Ma jusqu'à environ 3 Ma (Cantagrel et al., 1976). Un stratovolcan, au centre du plateau, se serait édifié durant un pic d'activité à environ 5 Ma. Dans le même temps, un volcanisme dispersé mais aligné, la **Chaîne de la Sioule**, plus au nord, a été actif de 5,4 à 3,5 Ma (Brousse et Lefèvre, 1990).

Au Pliocène débute la formation du volcan central du **Mont Dore**. Son histoire éruptive est divisée en trois phases distinctes (Brousse et Lefèvre, 1990) : la série inférieure entre 4,7 et 3,1 Ma ; la série moyenne entre 3 et 1,5 Ma ; et la série supérieure entre 1,4 et 0,25 Ma durant laquelle s'édifie le massif du Sancy. Les études géochronologiques précédentes ont établi dès 6 Ma l'existence de points d'émission basaltiques dispersés sur le socle lors d'une phase dite « pré-mondorienne ». Le volcanisme associé directement à la construction du massif du Mont Dore débiterait à 2,5 Ma jusqu'à 0,9 Ma, date à laquelle s'édifie le volcan du Sancy jusqu'à 0,25 Ma (Cantagrel et Baubron, 1983). Dans le même temps, le volcanisme de **Limagne** est réactivé localement (Cheguer et de Goër de Herve, 1996). Cette deuxième période d'activité en Limagne, vers le Pliocène Supérieur (3 Ma), est largement représentée en bordure du Plateau des Dômes et dans la région des Couzes.

Dans la partie sud du Massif Central, l'activité Pliocène du **Bas Languedoc** (Escandorgue-Lodévois) a été datée entre 2,7 et 1,4 Ma (Gillot, 1974 ; Gastaud et al., 1983). Cette activité se poursuit au Quaternaire, dans l'Hérault, jusqu'au Cap d'Agde où le volcanisme le plus récent est âgé de 750 ka.

Plus à l'est, la période d'activité de l'alignement du **Devès** rapportée dans la littérature s'échelonne de 2,7 à 0,6 Ma (Brousse et Lefèvre, 1990) avec deux phases d'activité distinctes à 1 et 2 Ma (Nehlig et al., 2003). Dans l'alignement de ce plateau, vers le sud, le volcanisme Quaternaire du **Bas Vivarais** en Ardèche, a fait l'objet d'une nouvelle étude chronologique par Guérin et Gillot (2007), par

thermoluminescence, qui renforce l'idée de trois courtes phases d'activité Quaternaire : $45,4 \pm 3,2$ ka, $78,8 \pm 5,3$ ka et 166 ± 15 ka.

Le volcanisme Quaternaire s'exprime également dans la partie nord-ouest du Massif Central où les premières manifestations du volcanisme de la **Chaîne des Puys** ont lieu en marge du bassin de la Limagne entre 100 et 200 ka avec des maars basaltiques (Boivin et al., 2004). A partir d'environ 70 ka, le volcanisme se déplace sur le horst et se développe le long d'un axe N-S. Le magma, stocké durant un temps, donne à sa sortie des termes trachybasaltiques. Ces termes sont éjectés de manière paroxysmale entre 45 et 30 ka. A la fin de cette période apparaissent les termes trachyandésitiques issus de la différenciation des trachybasaltes. Après 15 ka de repos, l'activité reprend entre 15 et 12 ka, période durant laquelle évoluent les magmas trachytiques qui ne sont éjectés qu'aux environs de 10 ka. L'activité la plus récente serait située aux alentours du maar de Beaunit où Juvigné et al. (1986) ont daté une éruption par téphrostratigraphie à $5\,780 \pm 280$ ans, voire plus jeune encore des cendres dans l'étang de Fung datées à $4\,350 \pm 350$ ans. Dans le même temps, un volcanisme, dit de la Petite Chaîne des Puys, est réactivé au nord de la Chaîne des Puys, dans la continuité de l'alignement de la Chaîne de la Sioule, où l'on cite le Gour de Tazenat aux environs de 30 ka (Pilleyre, 1991 ; Juvigné et Stach-Czerniak, 1998), puis au sud de la Chaîne des Puys, à l'est du massif du Mont Dore, le cône strombolien du Tartaret est daté à 14 ka (Guérin, 1983 ; Miallier et al., 1994 ; Macaire et al., 1992). De façon contemporaine, le volcanisme du **Cézallier** est réactivé au Pléistocène puis à l'Holocène avec une phase d'activité qui s'échelonne depuis environ 250 ka (Brousse et Gillot, non publié ; Guérin et al., 1981) à $6\,700 \pm 110$ ans (Cantagrel et Thonat, 1976 ; Juvigné et al., 1988 ; Juvigné et al., 1992) au niveau du système Montchal-Pavin.

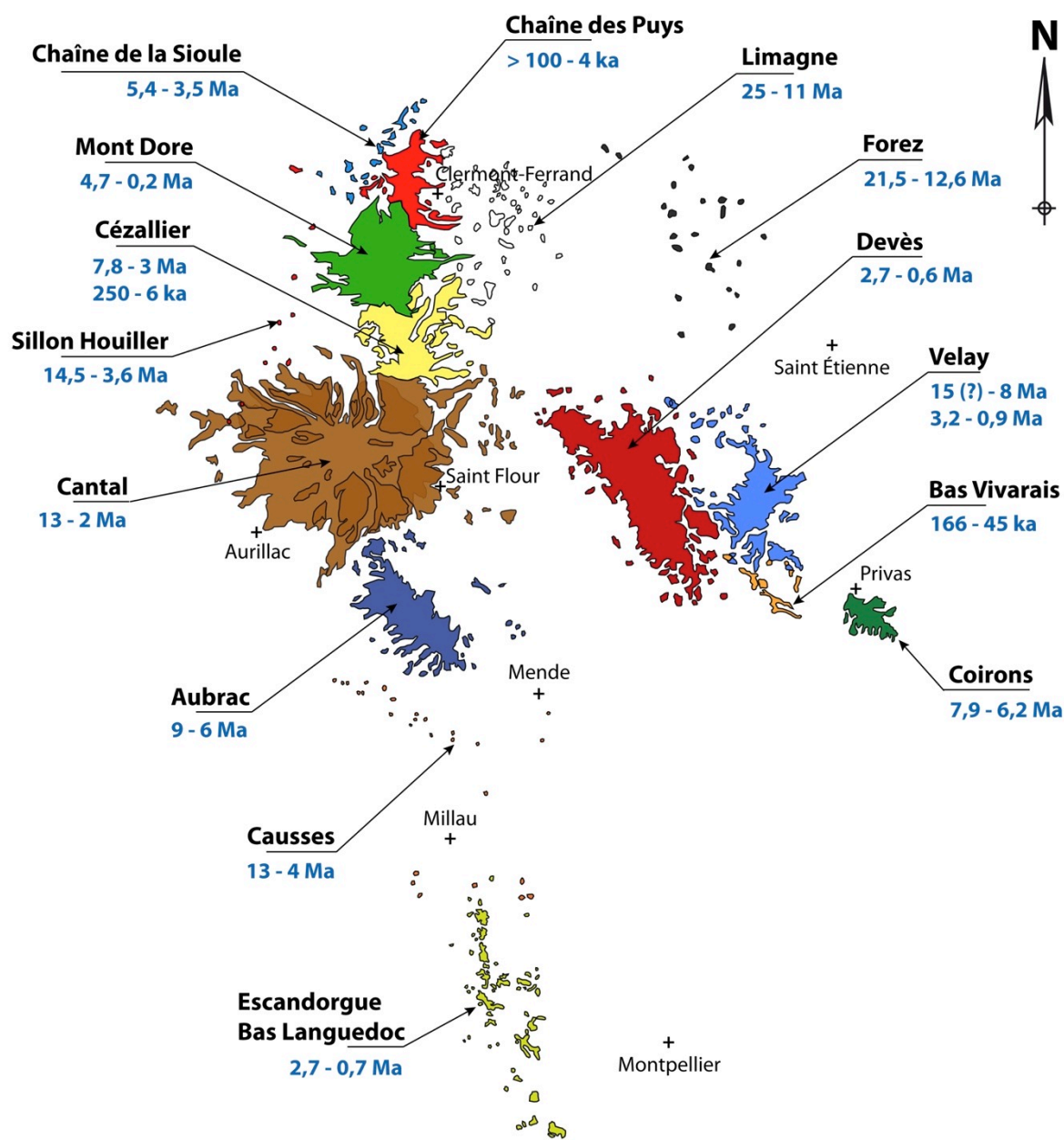


Figure 10 – Ages d'activité des provinces volcaniques du Massif Central depuis le Miocène d'après la littérature (références et auteurs dans le texte).

Finalement, le volcanisme du Massif Central s'exprime majoritairement à partir du Miocène moyen. La répartition des âges montre une activité globalement plus vieille vers le centre ouest du Massif Central et plus récente aux extrémités nord, sud et est (Fig. 10) (Brousse, 1974 ; Froidevaux et al., 1974).

I.3 DISTRIBUTION SPATIALE DU VOLCANISME

Le volcanisme du Massif Central se répartit selon trois alignements qui présentent des directions différentes (Fig. 11) (Froidevaux et al., 1974 ; Brousse, 1974). Il existe une branche nord orientée N10 depuis le plateau du Cézallier jusqu'à la Chaîne des Puys ; une branche sud depuis le massif du Cantal jusqu'au Languedoc, orientée N160 ; et une branche est, orientée N120, depuis le Devès jusqu'au plateau des Coirons.

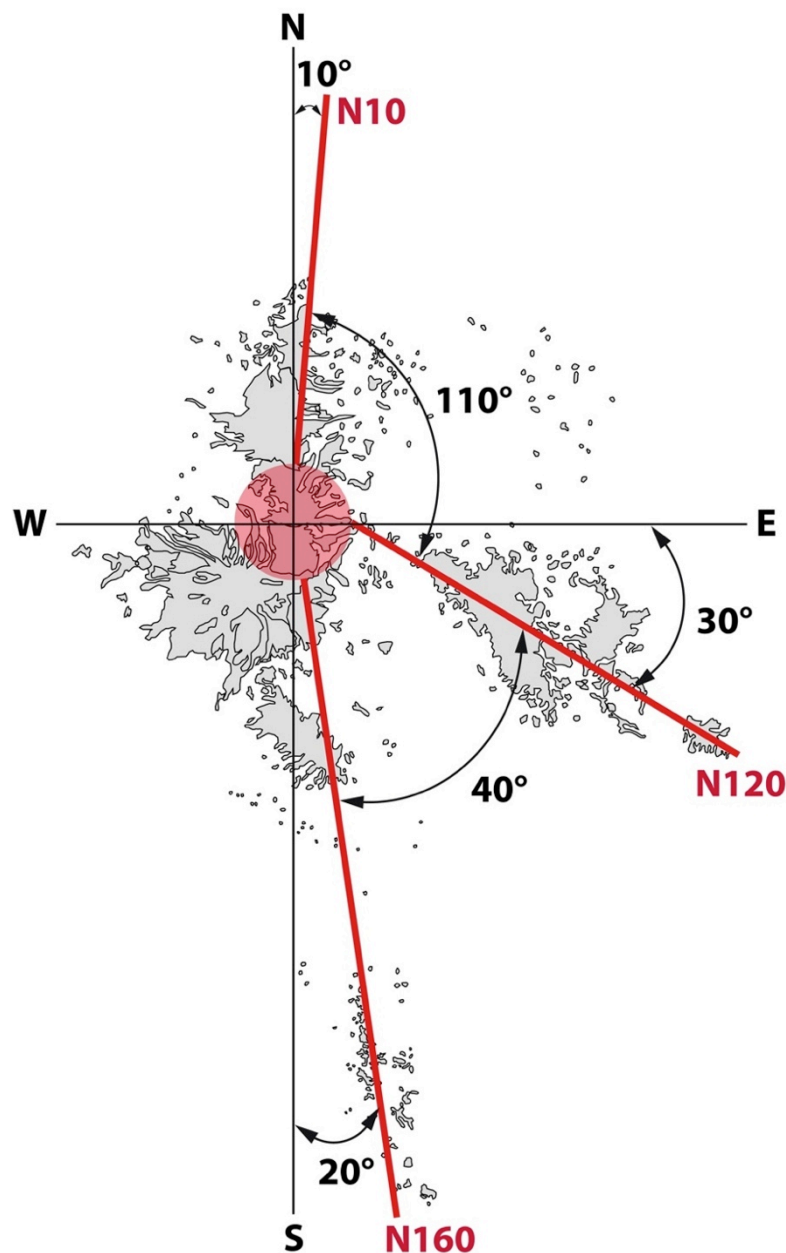


Figure 11 – Le volcanisme du Massif Central se divise en trois branches depuis un point triple centré sur la limite entre le massif du Cantal et le plateau du Cézallier (d'après Froidevaux et al., 1974 ; Brousse, 1974).

Ces trois branches de volcanisme relativement linéaire semblent se développer autour d'un point triple, au sens littéral du terme, géographiquement centré sur la limite entre le massif du Cantal et le plateau du Cézallier. Un point triple se développe généralement à l'aplomb d'un point chaud avec des angles entre les branches équivalents à 120° . Mais ici les angles entre les branches issues du point triple ne sont à aucun moment égaux. Dans ce cas, Brousse (1974) évoque une adaptation de la configuration des branches du fait de la présence de jeunes rifts réactivant d'anciennes fractures. Mais il n'existe pas ici d'évidence de l'ouverture de rifts dont la direction est celle des branches le long desquelles se développe le volcanisme. Nous ne sommes donc pas ici dans le cas d'un point triple, au sens géologique du terme, comme celui de l'Afar (Afrique de l'est) par exemple. Néanmoins, quoi qu'il en soit, le volcanisme semble se développer autour d'un point central, à la convergence de trois branches.

I.4 GEOCHIMIE DES LAVES

I.4.1 LES SERIES VOLCANIQUES

A partir d'un diagramme de la teneur en éléments alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) en fonction de la teneur en silice (SiO_2) d'échantillons représentatifs de l'ensemble des laves du Massif Central, on montre qu'il existe deux séries volcaniques distinctes (Fig. 12) :

- (1) une **série intermédiaire**, qui comprend des termes moyennement alcalins, depuis les basaltes jusqu'aux trachytes et aux rhyolites. On trouvera abondamment, entre ces deux termes extrêmes, des laves intermédiaires de type mugéarites et benmoréites, respectivement localement nommées Doréites et Sancyites dans le massif du Mont Dore par exemple. On cite également la Domite du Puy de Dôme qui fait référence à une lave trachytique.
- (2) une **série alcaline**, sous-saturée, qui comprend des termes depuis des basanites jusqu'aux phonolites, avec des termes intermédiaires de type téphrite à téphro-phonolite. On donne localement le nom d'Ordanchites aux téphrites à haüynes.

Par ailleurs, il existe au sein de nombreuses laves primaires, sous-saturées, des feldspathoïdes donnant des termes de type basanites à leucites et à néphélines le long du Sillon Houiller, dans le Cézallier, les Monts du Forez, le Cantal, le Devès, ainsi que dans le Bas Languedoc. La concentration en feldspathoïdes, notamment dans les provinces de la Limagne et du Forez, sont telles que l'on y définit respectivement des néphélinites et des néphélinites à mélilites (sorosilicates sodiques et/ou ferreux). Enfin, Chazot et al. (2003) rapportent la présence de laves contenant plus de 50 % de carbonates dans la province du Velay.

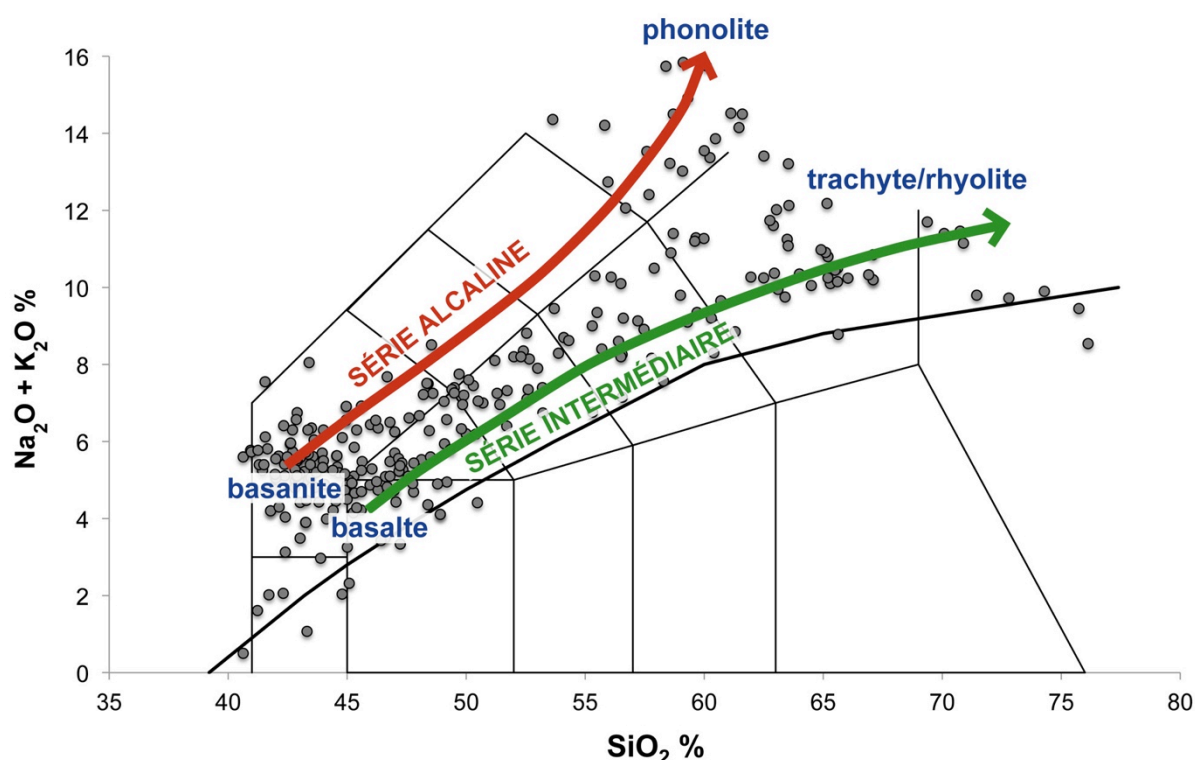


Figure 12 – Diagramme Total Alkali-Silice (T.A.S.) (Le Maitre, 2002) de laves représentatives du volcanisme du Massif Central (Données GEOROC).

Les termes évolués, intermédiaires et différenciés, résultent de processus de cristallisation fractionnée, et la contamination crustale est faible (e.g. Briot et al., 2001 ; Wilson et al., 1995a ; Dautria et al., 2004). On observe, par ailleurs, des mélanges de magmas dont l'exemple le plus caractéristique est la doréite : cette lave intermédiaire du Mont Dore, mésocrate et porphyrique, comporte à la fois des phénocristaux d'olivine et de feldspaths alcalins.

I.4.2 LA SOURCE DES LAVES

I.4.2.1 Les éléments en traces

Les spectres des éléments incompatibles au sein de laves primaires ($\text{MgO} > 7\%$) du Massif Central (Fig. 13), normalisés au manteau primitif, montrent un fractionnement important avec une tendance de type OIB comportant des anomalies négatives prononcées en K (Lustrino et Wilson, 2007) qui reflètent le caractère alcalin des laves.

La pente entre les éléments en trace légers (LREE) et les éléments en traces plus lourds (HREE), montrée par un fort rapport La/Yb ($\text{La}_N/\text{Yb}_N \approx 20$; Chauvel et al., 1984), révèle un taux de fusion partielle relativement faible, du moins bien inférieur à celui d'un MORB ($\text{La}_N/\text{Yb}_N \approx 0,5$ à 2 ; Wilson, 1989). Néanmoins, dans une étude des basaltes alcalins du Massif Central, Chauvel et al. (1984) montrent que ces laves pourraient provenir de la fusion d'un manteau préalablement métasomatisé à un degré relativement élevé de l'ordre de 10 à 15 %.

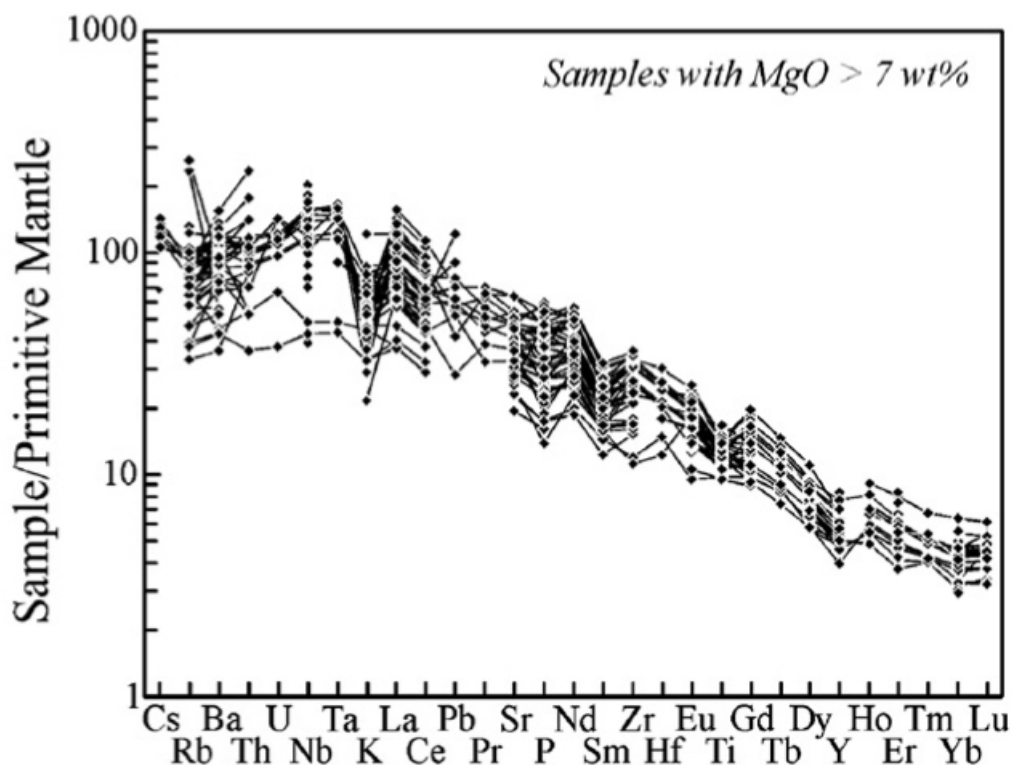


Figure 13 – Diagramme des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) au sein de laves primaires du Massif Central (Lustrino et Wilson, 2007).

I.4.2.2 Les isotopes

Les importantes variations en compositions isotopiques Sr-Nd-Pb des laves du Massif Central ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7031$ à $0,7061$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51260$ à $0,51300$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,01$ à $19,91$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 28,81$ à $39,71$) semblent refléter un mélange entre la fusion partielle d'un réservoir asthénosphérique (European Asthenospheric Reservoir, EAR) et des sources mantelliques lithosphériques enrichies de type EM II (Lustrino et Wilson, 2007) (Fig. 14 et 15), voire même vers un pôle HIMU (rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ élevé). Ce mélange est combiné avec une contamination crustale à faible profondeur, observée notamment dans la pétrogenèse des termes évolués comme les phonolites (Dautria et al., 2004) pour lesquelles les ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont très élevés ($0,7107$ à $0,7119$).

Le volcanisme localisé au sud du Massif Central, dans le Bas Languedoc, possède une composition isotopique similaire mais les rapports isotopiques du Pb présentent des variations plus importantes attribuées à de la contamination par des niveaux sédimentaires (Liotard et al., 1999).

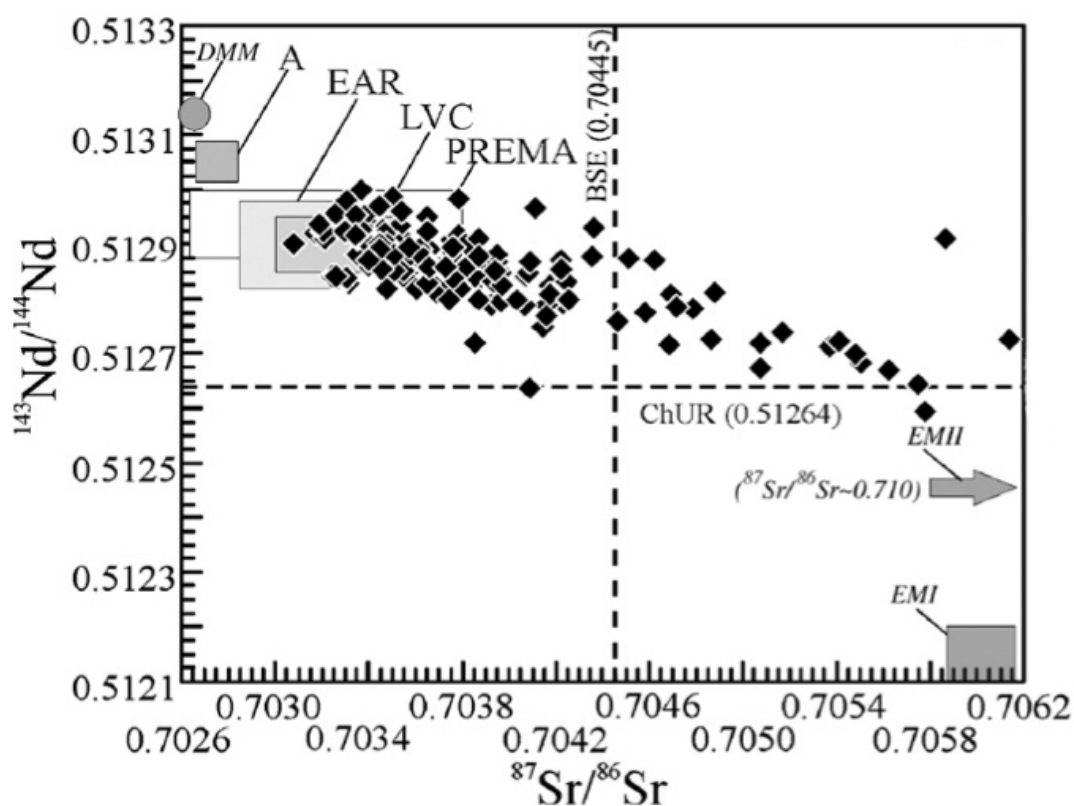


Figure 14 – Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves du Massif Central (Lustrino et Wilson, 2007).

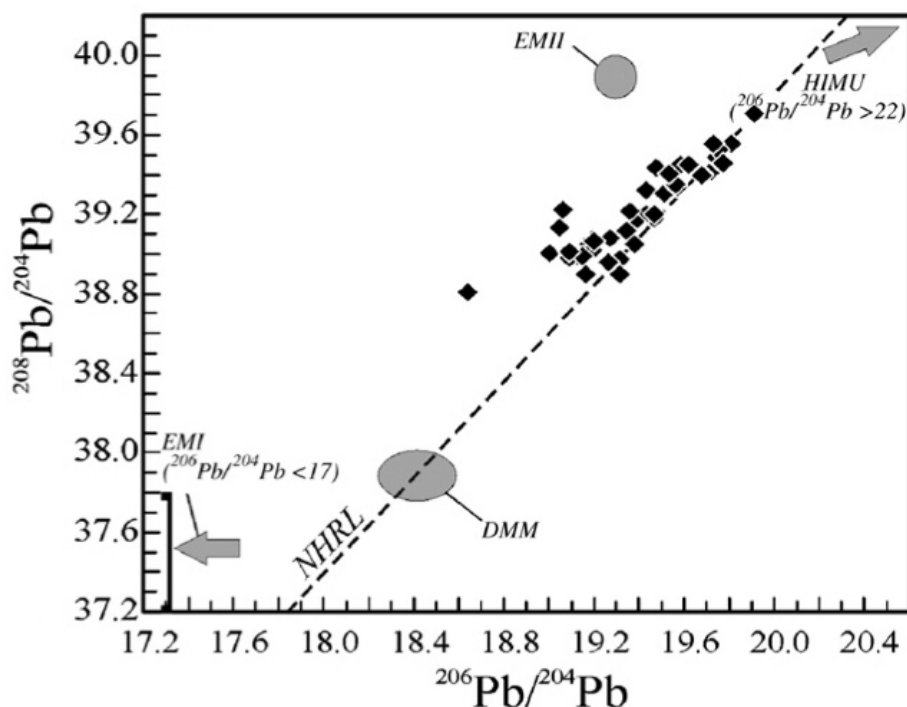


Figure 15 – Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves du Massif Central (Lustrino et Wilson, 2007)

I.4.3 COEXISTENCE DE DEUX SERIES MAGMATIQUES CONTINENTALES INTRAPLAQUES

L'étude des séries sous-saturées et intermédiaires sur les massifs du Cantal et du Mont Dore (Fig. 16), a permis de proposer une explication de leur coexistence.

Briot et al. (1991) proposent dans une étude des laves du Mont Dore que dans le cas de la série sous-saturée, le processus de cristallisation fractionné a eu lieu soit à plus grande profondeur, soit au sein d'un réservoir ancien inactif de la série intermédiaire, ou encore qu'il y ait eu une influence par la contamination d'une croûte jeune de composition isotopique similaire.

Wilson et al. (1995a) proposent que les laves du Cantal sont cogénétiques et proviennent d'un magma parent qui dérive de degrés de fusion partielle variables d'une source mantellique asthénosphérique commune.

La variation de la composition chimique des basaltes du Cantal est interprétée par Pilet et al. (2004) comme le résultant d'agents métasomatiques au sein de la lithosphère. Ces basaltes, caractérisés par une composition chimique de type OIB, pourraient être générés par la fusion partielle à la fois de veines métasomatiques et de manteau lithosphérique (Fig. 17).

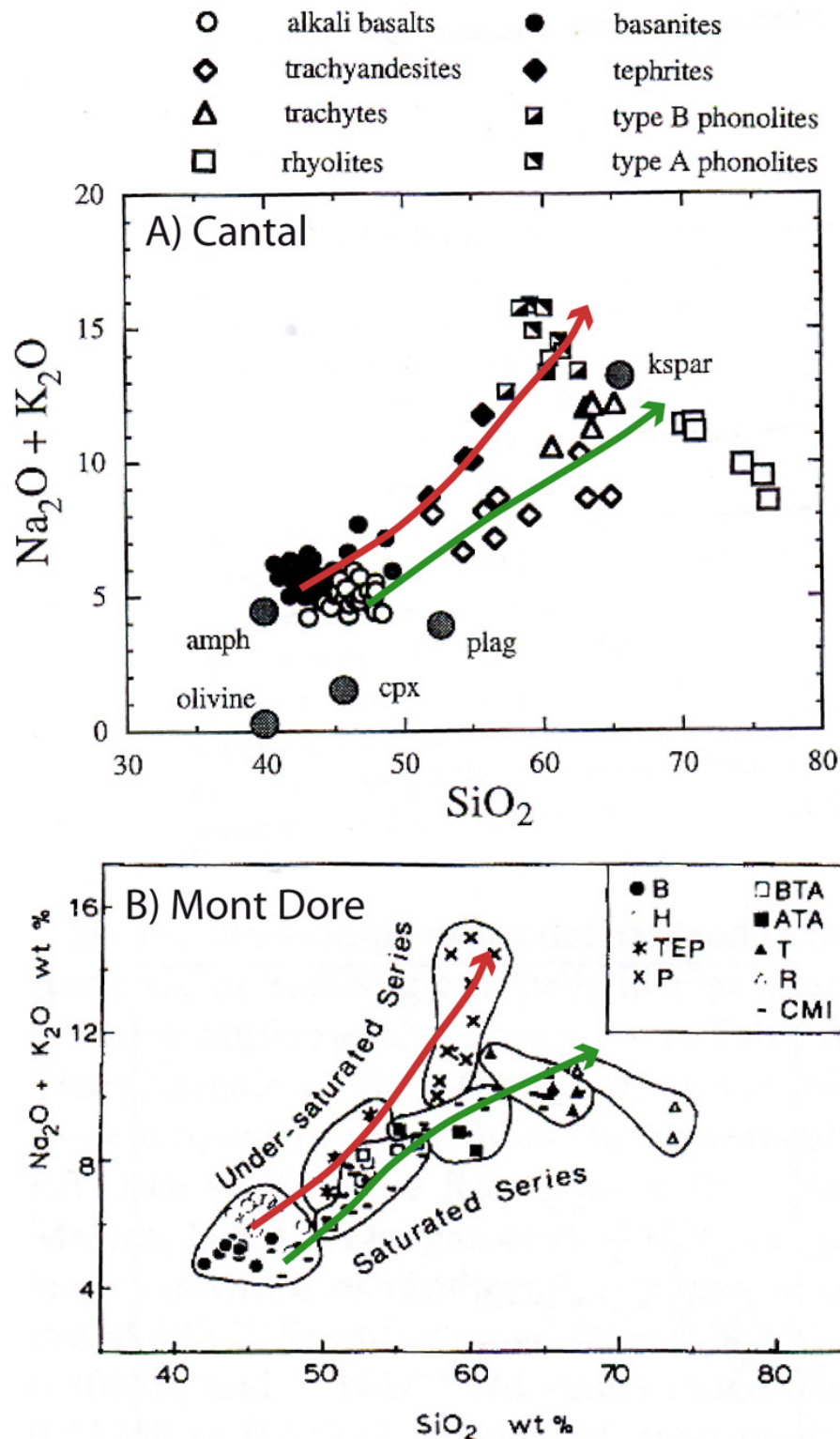


Figure 16 – Diagramme Total Alkali-Silice (Le Bas et al., 1986) montrant la coexistence d'une série intermédiaire (moyennement alcaline, en vert) et d'une série sous-saturée (en rouge). A) Laves du massif du Cantal (Wilson et al., 1995a). B) Laves du massif du Mont Dore (Briot et al., 1991). B : basanites ; H : hawaïites ; P : phonolites ; BTA : trachyandésites basiques ; ATA : trachyandésites acides ; T : trachytes ; R : rhyolites ; CMI : inclusions co-magmatiques.

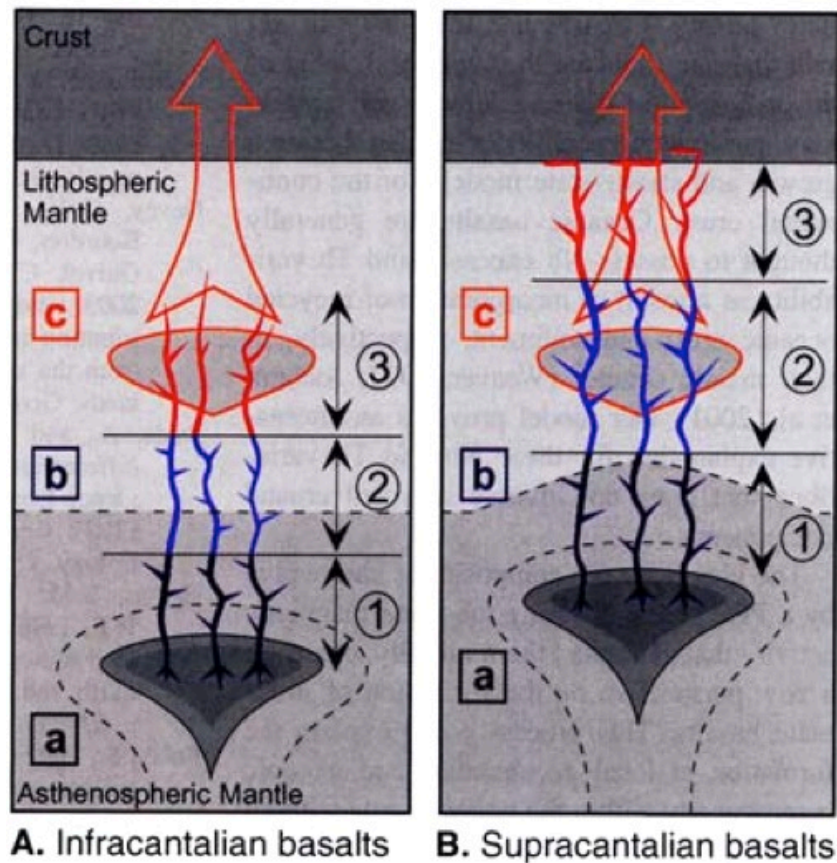


Figure 17 – Modèle schématique de la genèse des basaltes cantaliens (Pilet et al., 2004). (a) les liquides basaltiques sont produits par fusion partielle dans la LVZ riche en alcalins, traces et volatiles, observée sous la lithosphère européenne (Granet et al., 1995). (b) les liquides ascendant percolent le long de chenaux au travers des péridotites asthénosphériques puis lithosphériques. Ils subissent la cristallisation fractionnée, précipitant amphibole, clinopyroxène, oxyde et apatite dans les veines. Trois principales zones avec différentes compositions se distinguent au sein des veines : (1) des veines mafiques à pyroxénites ; (2) des veines différenciées avec clinopyroxène, amphibole, oxydes riches en Nb et Ta, ilménite et apatite ; et (3) des veines extrêmement enrichies en Th, U et LREE par rapport au Ta et Nb, appauvris du fait du fractionnement du rutile. (c) la percolation des liquides et les dépôts des veines sont associés à la migration de fronts thermaux au travers du manteau lithosphérique (Lenoir et al., 2001). La fusion partielle à la fois de veines métasomatiques et de manteau lithosphérique forment les liquides basaltiques cantaliens.

I.5 ORIGINE DU VOLCANISME DU MASSIF CENTRAL

I.5.1 UN DEMI-SIECLE DE DEBATS SCIENTIFIQUES AUTOUR D'UN POINT CHAUD

La définition d'un point chaud (*hotspot*) telle qu'elle a été proposée la première fois (Wilson, 1965 ; Morgan, 1972) inclue qu'il est le fait de la remontée de matériel chaud depuis un manteau profond. Un point chaud était ainsi défini originellement par l'arrivée en surface de la tête d'un panache mantellique profond. Comme les plaques tectoniques bougent en surface, l'activité volcanique se met en place selon une structure linéaire formant des chaînes volcaniques avec une progression uniforme des âges définie par la vitesse de déplacement de la plaque tectonique. L'exemple type de ce contexte est la chaîne des îles Hawaïi. Puis Wilson et Burke (1973) proposent la présence de points chauds pour de nombreuses structures volcaniques, tant au fond des océans que sur les continents. La définition littérale des points chauds évolue et n'est pas attribuée uniquement au fait qu'ils proviennent du manteau profond, mais également qu'ils sont liés à une anomalie thermique de l'asthénosphère.

Froidevaux et al. (1974) émettent pour la première fois l'hypothèse de la présence d'un point chaud dans le Massif Central basée sur trois constats : (1) le volume du volcanisme est important, (2) l'activité s'étend selon trois branches distinctes depuis une zone centrale, (3) le volume de produits émis diminue exponentiellement depuis cette zone centrale jusqu'à l'extrémité des branches. Le débat est ainsi lancé sur l'origine mantellique profonde du volcanisme du Massif Central malgré la difficulté à en montrer les tenants et aboutissants comme la taille et la forme du panache. Peu après, Chesworth (1974) évoque l'hypothèse d'une remontée mantellique, profonde ou non, due au mouvement des plaques tectoniques et notamment à la formation des Alpes. En 1978, Coisy et Nicolas ne parlent déjà plus de panache mantellique profond mais de remontée diapirique du manteau qui coïnciderait avec un paroxysme d'activité volcanique en surface. Pourtant, comme décrites précédemment, les études géochimiques isotopiques et des éléments en traces sur les laves du Massif Central révèlent une source de type OIB, soit le type de magma qui définit généralement un contexte de point chaud avec une origine mantellique profonde. Mais cet argument géochimique ne semble pas être une condition suffisante. En 1983, Brousse et Bellon proposent l'initiation d'un diapir

depuis une profondeur de 150 km qui va engendrer l'ouverture des rifts du Massif Central. En 1987, Nicolas et al. alimentent le débat en émettant deux hypothèses : soit il existe un large diapir, soit des petits diapirs individuels. Suivis par White et McKenzie (1989), qui proposent que le volcanisme de l'Europe de l'ouest pourrait être lié au développement de plusieurs petits hotspots mantelliques. En 1995, Granet et al. proposent, au travers d'une étude de tomographie sismique, l'existence de plusieurs remontées mantelliques qui correspondraient à différentes zones volcaniques. Ces remontées, définies par des zones à faible vitesse des ondes sismiques, vont être surnommés « hot fingers ». En 2001, Michon et Merle développent à nouveau la relation entre l'initiation du volcanisme et la formation des Alpes, ouvrant de nouveau la voie à une explication à dominante tectonique. Enfin, récemment, Meyer et Foulger (www.mantleplume.org, 2007) argumentent l'absence de panache mantellique profond sous le Massif Central et proposent une nouvelle approche tectonique au débat sur l'initiation du volcanisme, toujours en lien avec la formation des Alpes.

Pour résumer, il existe sous le Massif Central une remontée de matériel chaud, qui ne proviendrait pas du manteau inférieur mais plutôt du manteau supérieur. Ce matériel remonterait sous la forme de diapir. Deux questions se posent alors : quelle est l'origine géodynamique de ce diapir ? et que s'est-il passé à son arrivée en surface ? Pour en savoir un peu plus sur ces questions, nous allons développer les deux théories les plus récentes : (1) Michon et Merle (2001) montrent la relation entre la formation des Alpes et l'arrivée en surface du magmatisme par des mouvements asthénosphériques dus à la poussée de la racine des Alpes ; (2) Meyer et Foulger (2007), après avoir argumenté l'absence de panache mantellique profond, proposent que la subduction de croûte continentale qui donne lieu à la formation des Alpes entraîne, en arrière, une extension. Ces deux propositions s'accordent sur un lien avec la formation des Alpes mais sont en désaccord sur la chronologie des événements et leur mécanique.

I.5.2 MODELES GEODYNAMIQUES EN LIEN AVEC LA TECTONIQUE

Le débat se résume finalement à la nature de l'extension intraplaque, notamment sur les causes et les conséquences. La remontée mantellique est-elle à l'origine de l'extension de la croûte (rifting actif) ? ou bien est-ce l'ouverture de la croûte qui a engendré la remontée de magma par décompression (rifting passif) ?

I.5.2.1 Un volcanisme issu principalement d'un rifting intraplaque actif

A l'échelle européenne, le Massif Central appartient à un ensemble de zones de rifts constituant le Rift Ouest Européen (ROE) qui s'étend de façon concentrique autour de l'arc alpin. Le Massif Central constitue le segment le plus important du ROE et est découpé en rifts orientés N-S (Fig. 18) : le graben de Limagne, celui de Roanne-Montbrison et de Bresse. Le socle qui le constitue, d'âge Hercynien, présente un degré de fracturation élevé du fait de la présence d'anciennes failles varisques susceptibles d'être réactivées au cours du Cénozoïque.

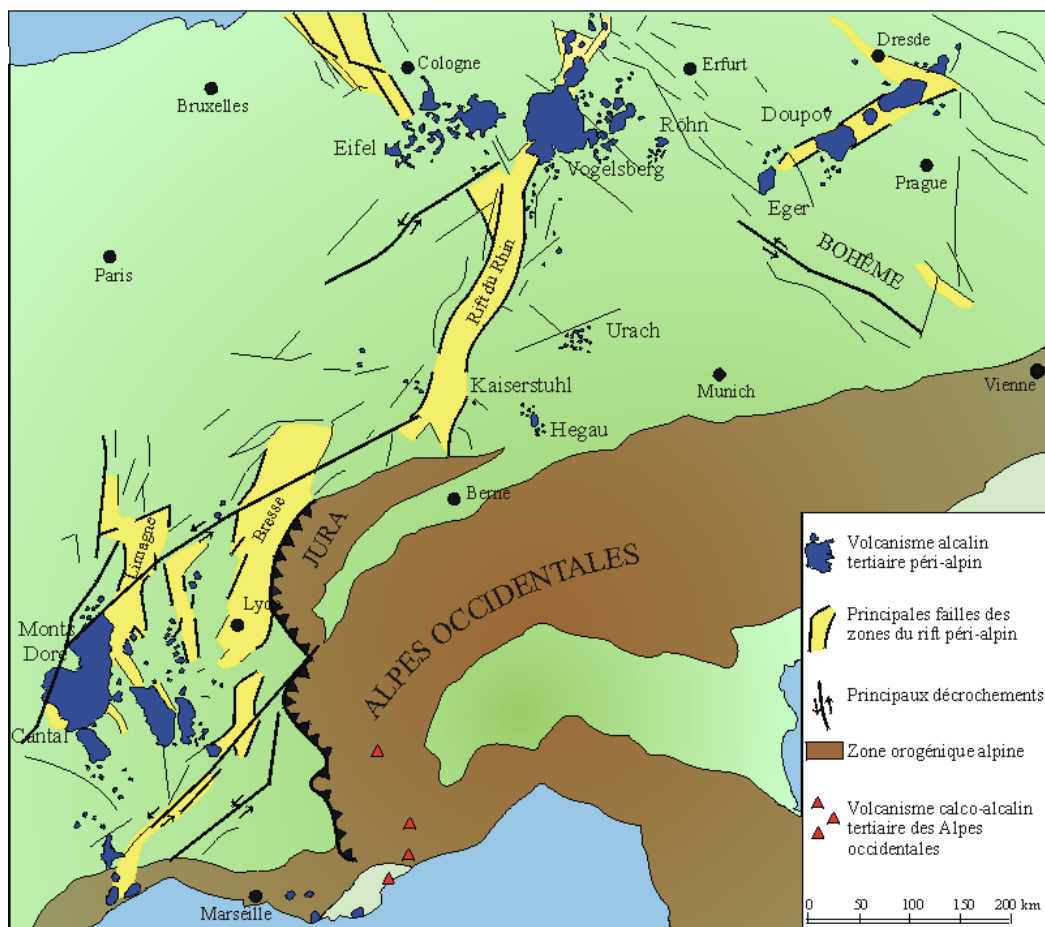


Figure 18 – Le Rift Ouest Européen est constitué de bassins sédimentaires et héberge un volcanisme alcalin tertiaire péri-alpin (Brousse, 1974).

L'histoire tectonique du Massif Central durant le Cénozoïque est découpée en phases que l'on rapporte à l'activité volcanique. Ainsi, Michon et Merle (2001) proposent un modèle de distribution spatio-temporel du volcanisme du Massif Central en lien avec son histoire tectonique.

La phase pré-rift (≈ 65 à 35 Ma) – Depuis le début du Paléocène jusqu'à la fin de l'Eocène, il existe un volcanisme faible et dispersé, constitué d'une quinzaine d'édifices, localisé au nord du Massif Central. Seule une activité volcanique est rapportée dans la partie sud à Séverac-le-Château dans les Causses (Baubron et al., 1978).

La phase syn-rift (≈ 35 à 15 Ma) – Entre l'Éocène supérieur et la fin du Miocène inférieur, le Massif Central a été affecté par une extension E-W qui a donné lieu à la formation de nombreux grabens (Bergerat, 1985 ; Blès et al., 1989 ; Lacombe et al., 1993 ; Merle et al., 1998). Dans la partie nord du massif, les trois plus importants grabens sont orientés N-S : le graben de Bresse, celui de Roanne-Montbrison et celui de la Limagne. Durant l'Oligocène supérieur jusqu'à la moitié du Miocène inférieur, la subsidence reste très active tandis qu'il y a une accalmie dans la sédimentation des bassins de Bresse et de Roanne-Montbrison (Merle et al., 1998 ; Hugueney et al., 1999). La séquence de sédiments Oligocène syn-rift dans le bassin de la Limagne atteint 3 000 m d'épaisseur (Morange et al., 1971). Plus au sud, des bassins de moindre importance se développent au Puy, à Saint Flour ou encore à Aurillac. Cette période d'extension s'accompagne d'un important amincissement crustal avec une profondeur du Moho de 23,3 km sous la Limagne et 28 km sous le graben de Bresse (Bergerat et al., 1990 ; Zeyen et al., 1997). Le volcanisme associé à ces phases d'extension débute à la fin de l'Oligocène lorsque la sédimentation dans les bassins s'atténue. Cette phase limitée dans la partie nord du Massif Central comprend le volcanisme au sein du graben de la Limagne, sur le horst de la Comté et celui du Forez accompagné de quelques pointements dans le bassin du Forez.

La phase post-rift (≈ 15 Ma à l'actuel) – A la suite de cette phase d'extension généralisée débute une phase volcanique majeure. Mais le début de cette phase n'est pas contemporain entre le nord et le sud du Massif Central : le volcanisme s'initie au sud, là où le volcanisme était absent durant la phase d'extension. L'activité

nait au Miocène supérieur il y a environ 15 Ma, à la fin de la période de sédimentation. Dans la partie nord du massif, le volcanisme ne débute que 6 Ma plus tard, il y a environ 9 Ma. Le volume de magma mis en place durant cette période post-rift est largement supérieur à celui des périodes précédentes. Ce volume total est estimé entre 1000 et 1500 km³ (Michon et Merle, 2001).

Les auteurs identifient deux pics d'activité (Fig. 19) : le premier, entre 9 et 6 Ma, est associé à la construction des Causses, de l'Aubrac, du Cantal, du Velay et des Coirons, selon une orientation généralisée N120/N140. Le second pic d'activité est commun à la partie nord et sud du Massif Central et se déroule entre 3,5 et 0,5 Ma. Il est associé à la construction du volcan du Mont Dore, des alignements de l'Escandorgue et du Devès. Il constitue également la réactivation du volcanisme de la Limagne, des Causses, du Velay et de la Chaîne de la Sioule.

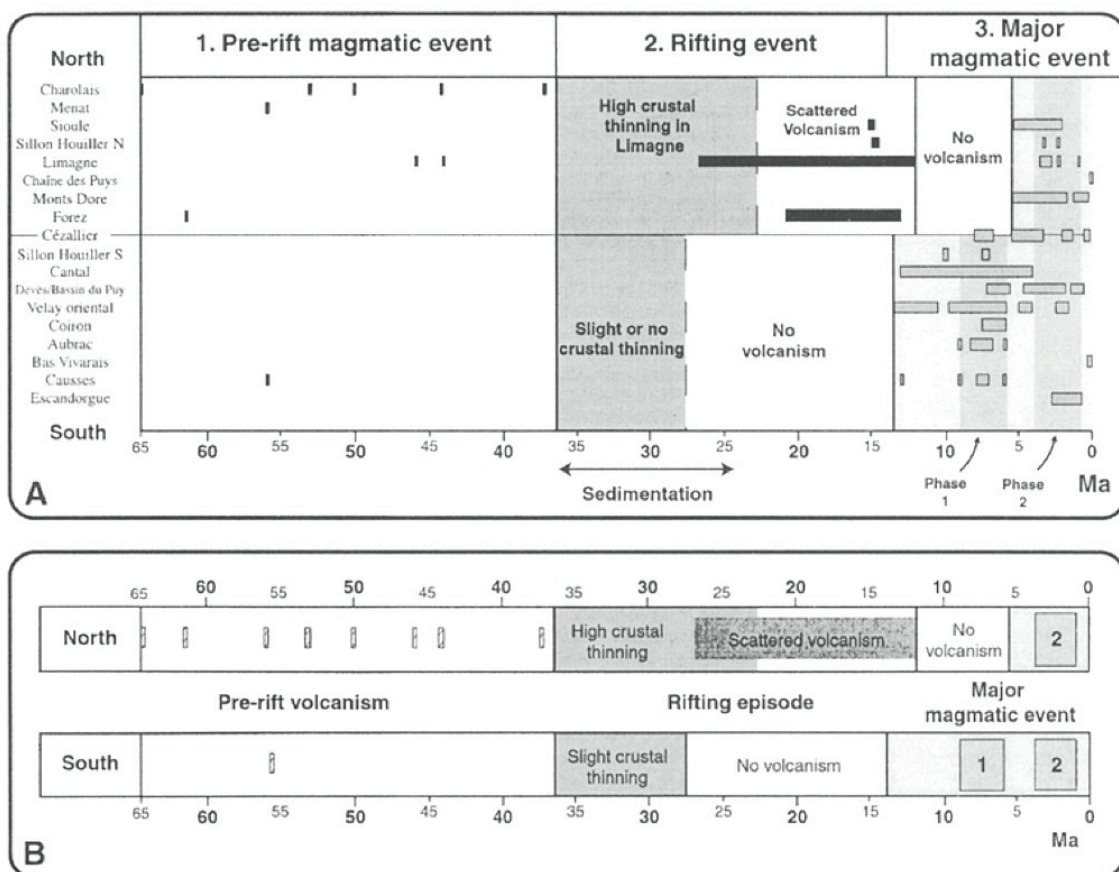


Figure 19 – A : Distribution spatio-temporelle du volcanisme du Massif Central, B : représentation synthétique du volcanisme du Massif Central (1 et 2 représentent les pics d'activité durant la phase volcanique majeure) (Michon et Merle, 2001).

Il existe une évolution différente entre le nord et le sud du Massif Central (Merle et Michon, 2001). Au nord, une évolution typique d'un rift de type passif. Au sud, une évolution avec celle attendue lors des premiers stades d'un rift de type actif. Le modèle proposé par Merle et Michon (2001) pour expliquer ce paradoxe se base sur l'hypothèse qu'il existe un lien avec la formation de la chaîne alpine. Celle-ci est spatialement et temporellement connectée au ROE qui comprend, d'est en ouest, le graben de l'Eger, le graben du Rhin et les fossés d'effondrement du Massif central. La déformation dans les Alpes démarre à l'Eocène puis la progression vers l'ouest des déformations est attestée par des données stratigraphiques qui montrent un chevauchement datant du début de l'Oligocène. La formation de ce chevauchement crustal majeur de la chaîne alpine est ainsi contemporaine de la formation des grabens et de la sédimentation dans le Massif Central.

Pendant la collision continentale, le découplage de la croûte et du manteau entraîne la formation d'une profonde racine constituée de manteau lithosphérique. Des simulations numériques (Merle et Michon, 2001) ont montré que la force gravitaire de cette racine engendre une compression dans la croûte sus-jacente et de l'extension dans la croûte adjacente. Un tel système serait capable de provoquer un épisode de rifting qui présente les caractéristiques d'un rift de type passif. La création de la racine lithosphérique induirait un flux asthénosphérique qui contrebalance le mouvement descendant lié à la racine (Fig. 20). La cellule ainsi créée amène de l'asthénosphère chaude à la base de la lithosphère adjacente. Si le processus connaît une ampleur suffisante, pendant une durée de temps de plusieurs Ma, une érosion thermique de la base de la lithosphère adjacente se produit, conduisant à un soulèvement isostatique et une phase de volcanisme.

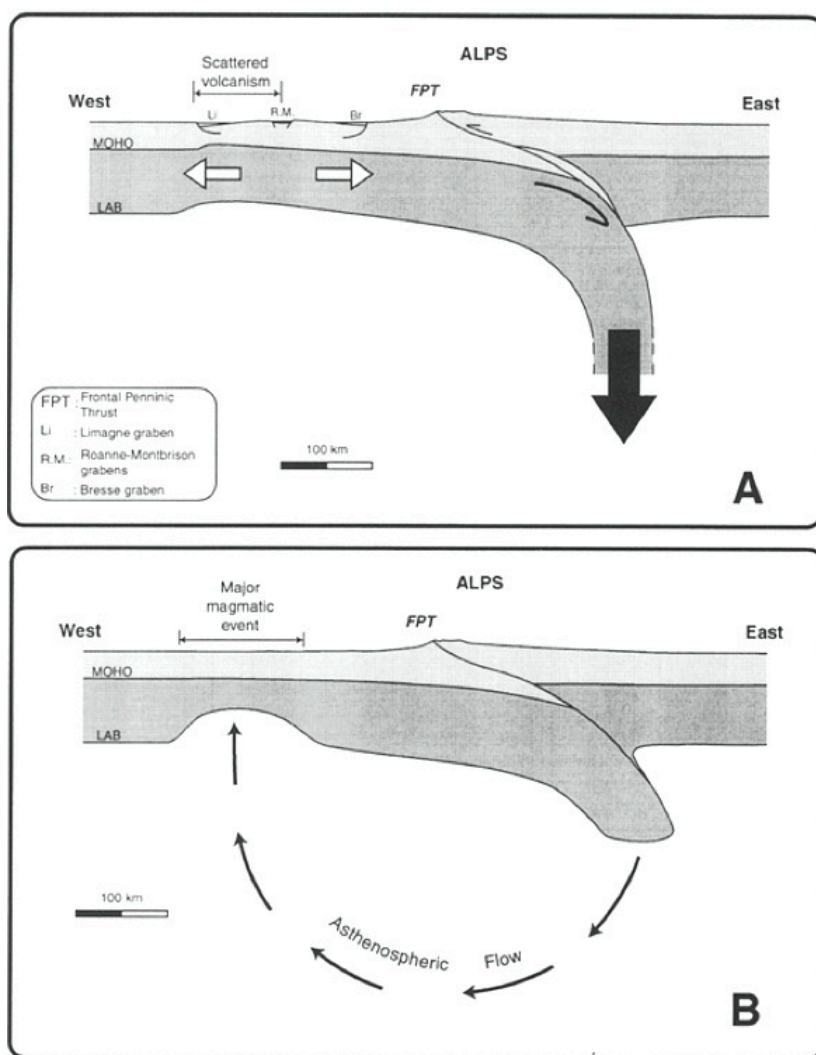


Figure 20 – Évolution de l'épisode de rifting dans le Massif Central lié à la création de la profonde racine lithosphérique des Alpes. La formation de la racine lithosphérique à l'Eo-Oligocène induit (A) une extension dans le Massif Central et (B) un flux asthénosphérique qui a pour effet une érosion thermique de la lithosphère et le développement de la phase volcanique majeure à partir du Miocène supérieur (Merle et Michon, 2001).

I.5.2.2 Un rifting intraplaque passif

En 2007, il a été proposé et argumenté que le volcanisme du Massif Central, et plus généralement le volcanisme Cénozoïque européen (European Cenozoic Volcanic Province, ECVP), n'est pas le résultat d'un panache mantellique profond (Meyer et Foulger, 2007). En effet, la mise en place de ce volcanisme ne correspond pas aux critères que l'on attribue actuellement à la remontée d'un panache mantellique profond. Cette affirmation est basée sur des observations de répartition spatio-temporelle du volcanisme, de données géochimiques et géophysiques. Meyer et Foulger (2007) proposent un modèle d'explication à l'origine du volcanisme européen basé sur des processus tectoniques. Ils proposent que plusieurs

remontées diapiriques se produisent à des instants différents dans l'ECVP. Ainsi l'orogénèse Alpine et la phase d'extension généralisée associée seraient à l'origine du volcanisme.

La subduction de la croûte continentale inférieure européenne, avant le détachement du slab, a produit des contraintes d'extension au sein de la croûte inférieure (Fig. 21). La partie supérieure de la croûte, quant à elle, est entrée en collision pour créer un contexte d'orogénèse et donner naissance aux Alpes. La partie la plus ductile de la croûte inférieure a été localement particulièrement amincie dans l'avant-pays alpin, c'est-à-dire dans la zone de l'ECVP, permettant la remontée de matériel asthénosphérique. Ainsi, la plupart des zones de l'ECVP sont perpendiculaires à la direction principale de rifting (NNE-SSW) qui résulte de l'extension post-alpine.

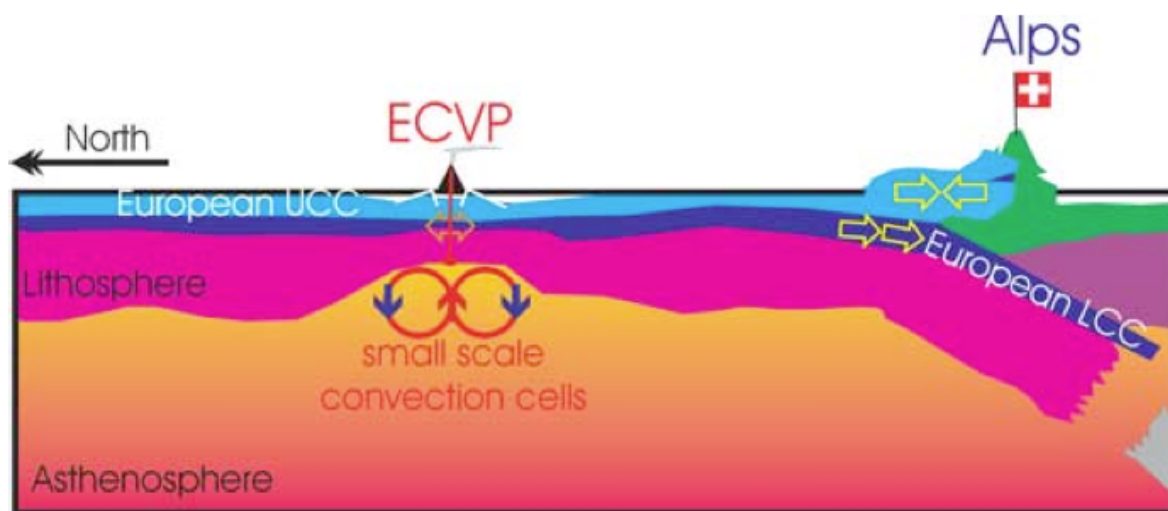


Figure 21 – Modèle géodynamique proposé pour expliquer l'origine de l'ECVP. La subduction Alpine de la croûte continentale inférieure européenne amincit la croûte Alpine aux sutures varisques. Cet amincissement permet une remontée asthénosphérique (upwelling) et l'initiation de convection à petite échelle sous l'ECVP (Meyer et Foulger, 2007).

1.5.2.3 Un volcanisme en marge de la Méditerranée

Une part du volcanisme du sud du Massif Central n'est pas à rattacher à l'influence de l'orogénèse alpine. En effet, durant l'ouverture du bassin Liguro-Provençal, une activité volcanique se développe en marge de la Méditerranée. Une lave basaltique y a été datée à $161,2 \pm 1,8$ Ma (K-Ar ; Dautria et al., 2010). Cette activité Jurassique a lieu alors que l'océan Atlantique était sur le point de s'ouvrir.

Dautria et al. (2010), en étudiant des xénolithes et des laves de la province volcanique du Bas Languedoc, montrent tout d'abord que la lithosphère languedocienne présente une composition similaire à celle des Pyrénées. Ensuite, les auteurs proposent que le rôle de l'asthénosphère dans cette province est limité à la participation de fluides de percolation riches en volatils dont l'injection dans la lithosphère languedocienne, il y a environ 70 Ma, aurait un lien avec le panache centre-Atlantique (Central Atlantic Magmatic Province, CAMP). La lithosphère ainsi métasomatisée serait à l'origine du magmatisme basaltique du Bas Languedoc et ne serait pas la cause de processus asthénosphériques, plus profonds, comme c'est le cas pour le reste du volcanisme du Massif Central.

I.6 NOTE SUR L'EMPLOI DES DATATIONS K-Ar

Le chronomètre K-Ar est utilisé depuis les années 1960 (e.g. Shaeffer et Zähringer, 1966 ; Dalrymple et Lanphere, 1969). Mais depuis ces dernières décennies, la technique de datation a connu des évolutions importantes, notamment quant à la fiabilité et la précision (évolution des techniques de spectrométrie de masse), en particulier de la mesure de l'Ar. La majorité des âges mesurés du volcanisme du Massif Central proviennent de la datation K-Ar, la plupart dans les années 1970 et 1980.

La principale révolution de la méthode de datation a été d'abandonner les analyses sur « roche totale » au profit de la mesure sur « phases séparées » (cf. annexes). En effet, les phénocristaux mafiques (olivines, pyroxènes) formés en profondeur (et non dégazés lors de la mise en place des coulées) contiennent de l'argon radiogénique d'origine mantellique, apportant une quantité d'argon dit hérité aux échantillons. Les analyses en roche totale sont donc biaisées par cet héritage qui va vieillir artificiellement l'âge mesuré. De plus, le tri de phases non altérées permet de s'affranchir des problèmes de lessivage du K qui, de fait, biaise le rapport entre l'Ar radiogénique et la teneur en K mesurée dans l'échantillon et donne un âge plus vieux.

Étant donné que la majorité des âges K-Ar du Massif Central a été mesurée sur « roche totale », il subsiste un doute quant à leur fiabilité. C'est pourquoi, dans la plupart des cas, nous n'utilisons pas les âges obtenus selon cette méthode.

Néanmoins, ceux-ci donnent un bon ordre de grandeur de la contrainte temporelle de l'activité des provinces. Généralement plus l'âge est vieux, plus il y a de risques qu'il ne soit pas fiable, notamment quant au degré d'altération de l'échantillon. Par ailleurs, la datation K-Ar selon la technique Cassignol-Gillot (cf. annexes) nous permet d'obtenir des âges avec des incertitudes bien meilleures (e.g. Samper et al., 2009 ; Germa et al., 2011 ; Boulesteix et al., 2011) que celles des techniques précédentes (e.g. Cantagrel et Thonat, 1976 ; Baubron et Demange, 1977 ; 1982 ; Cantagrel et Baubron, 1983).

Ainsi, bien que nous rejettions un certain nombre d'âges K-Ar lorsque cela est justifié, nous ne pouvons faire abstraction de la totalité des âges mesurés précédemment que nous intégrons dans ce manuscrit lorsqu'une synthèse des âges à l'échelle du Massif Central est nécessaire.

Chapitre II

-

LE MASSIF DU CANTAL: ÉVOLUTION MORPHO- STRUCTURALE, DYNAMIQUE ÉRUPTIVE ET HISTOIRE VOLCANIQUE



Vallée de la Jordanne (Cantal)

« Laissons ce paysage de burons, ses vaches de Salers à la robe rouge et ses secrets pétrographiques pour penser à l'activité de jadis. Evoquons une dernière fois les nuées ardentes et les furieux grondements de la zone des cratères, les rivières de feu et les fontaines de lave aux milles étincelles. Le Cantal reposant, ignoré encore de la foule des touristes, porte comme imprimé dans sa chair, son origine volcanique. Chaque pic est un cratère éteint, chaque planèze est un fleuve incandescent refroidi. Le pays vert, le pays aux eaux vives est né de l'ardeur du plus grand des « cratères en feu » qu'a connu le ciel de France. »

*« La zone des sommets constitue un site incomparable ; **imaginez une vaste enceinte circulaire d'un diamètre intérieur de près de 6 kilomètres, profonde de 700 mètres, bordée par une cohorte de pics, de sommets et de cimes altières.** (...) Plus à l'est, le plomb du Cantal n'offre rien d'un grand seigneur et sa calotte de sombre basalte passerait sans doute inaperçue si ses 1 858 mètres n'avaient fait de lui le géant de ces lieux. »*

Aimé Rudel, 1962

Il faut remonter à la fin du XIX^e siècle pour retrouver les premières grandes études géologiques décrivant le massif du Cantal, comme celle de Marcelin Boule en 1896. Ce n'est qu'à la moitié du XX^e siècle que ressurgissent des études plus exhaustives du massif, notamment grâce aux innombrables travaux réalisés à l'Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand) et particulièrement à l'Université Paris-Sud (Orsay) sous la direction du Professeur Robert Brousse, qui ont permis de concevoir la majorité des cartes géologiques au 1/50 000^{ème} couvrant le massif du Cantal. Les observations de terrain amènent les auteurs à imaginer l'existence d'un fossé d'effondrement volcano-tectonique et la présence d'une caldeira centrale. Les études vont se poursuivre jusqu'à la fin des années 1970 mais un événement majeur, marquant l'avènement de la volcanologie moderne, va révolutionner les idées quant à l'évolution du complexe cantalien : l'éruption du 18 mai 1980 du Mont Saint Helens (Washington, Etats-Unis) a permis l'observation en direct du glissement instantané d'un flanc entier d'un édifice volcanique. L'étude des produits issus de cet effondrement va permettre d'identifier de nombreux dépôts volcanoclastiques similaires sur de nombreux stratovolcans dans le monde : les dépôts d'avalanches de débris (DAD). Le complexe du massif du Cantal va alors faire l'objet, dès la fin des années 1980, d'une réinterprétation de ses dépôts volcanoclastiques dont le mécanisme de mise en place ou parfois même la nature, dite volcano-sédimentaire, restaient incompris. Ainsi, se succèdent jusqu'au début du XXI^e siècle plusieurs études qui donneront naissance à un modèle d'évolution morpho-structurale du massif basé sur l'idée qu'il serait possible d'interpréter les grands dépôts bréchiques du Cantal comme des DAD.

L'étude du massif du Cantal présentée dans ce manuscrit fait la synthèse de nouvelles évidences chrono-stratigraphiques, structurales et géomorphologiques. Celles-ci nous permettent de proposer un nouveau modèle argumenté, basé sur l'existence d'une caldeira centrale, de l'évolution morpho-structurale du massif, et ainsi d'émettre des hypothèses quant à l'origine, la nature, et le processus d'initiation des dépôts volcano-sédimentaires décrits sur les cartes géologiques.

II.1 INTRODUCTION AU MASSIF DU CANTAL

II.1.1 CONTEXTE GEOLOGIQUE ET PRESENTATION GENERALE DU MASSIF DU CANTAL

Le massif du Cantal, localisé dans la moitié ouest du Massif Central, est délimité au N par le plateau volcanique du Cézallier, au S par le plateau volcanique de l'Aubrac, à l'E par le horst de la Margeride, et à l'W par le Sillon Houiller (Fig. 22). Son centre géographique est défini comme étant le Puy Griou (45°04'50"N – 2°42'22"E), et il culmine à 1855 m d'altitude au Plomb du Cantal.

Le Cantal est le plus grand complexe éruptif du Massif Central avec une couverture de dépôts volcaniques d'environ 2500 km², soit presque deux fois la surface de l'Etna (Sicile, Italie), ce qui en fait le plus grand volcan d'Europe. Le massif forme un ovoïde orienté NW-SE dont le grand axe mesure près de 70 km et le petit axe 50 km. Son volume total actuel a été estimé à 385 km³ (Nehlig et al., 2001). Ses pentes sont régulières avec un pendage d'environ 10°, ce qui lui confère une forme de volcan bouclier (Fig. 23). Cette régularité est interrompue au sud-ouest où l'érosion dénude le massif, par effet de Foehn, du fait de l'orientation des vents dominants provenant de l'Océan Atlantique. De profondes vallées radiales incisent le massif dévoilant la séquence stratigraphique du complexe volcanique. La plupart du temps, les fonds de vallées, au centre du massif, sont des cirques glaciaires. Les vallées prennent souvent la forme d'auges sur les bords desquelles on peut observer de nombreuses niches glaciaires, témoins d'une alimentation importante des glaciers de vallée. Notons que les rivières prenant leur source au centre du massif tendent à se propager vers l'ouest, montrant ainsi la légère inclinaison généralisée vers l'ouest du socle Hercynien.

Le massif du Cantal est constitué de larges volumes de brèches volcanoclastiques de différents types relatant les phases de construction et/ou de destruction du complexe. On y trouve également des coulées basaltiques massives qui s'épanchent sur de larges étendues, parfois depuis des édifices stromboliens, et des empilements de coulées trachyandésitiques s'intercalant au milieu des dépôts bréchiques. Enfin, il existe de nombreux dômes de lave différenciés, de nature trachyandésitique, trachytique ou phonolitique, essentiellement localisés au centre du massif mais également en périphérie.

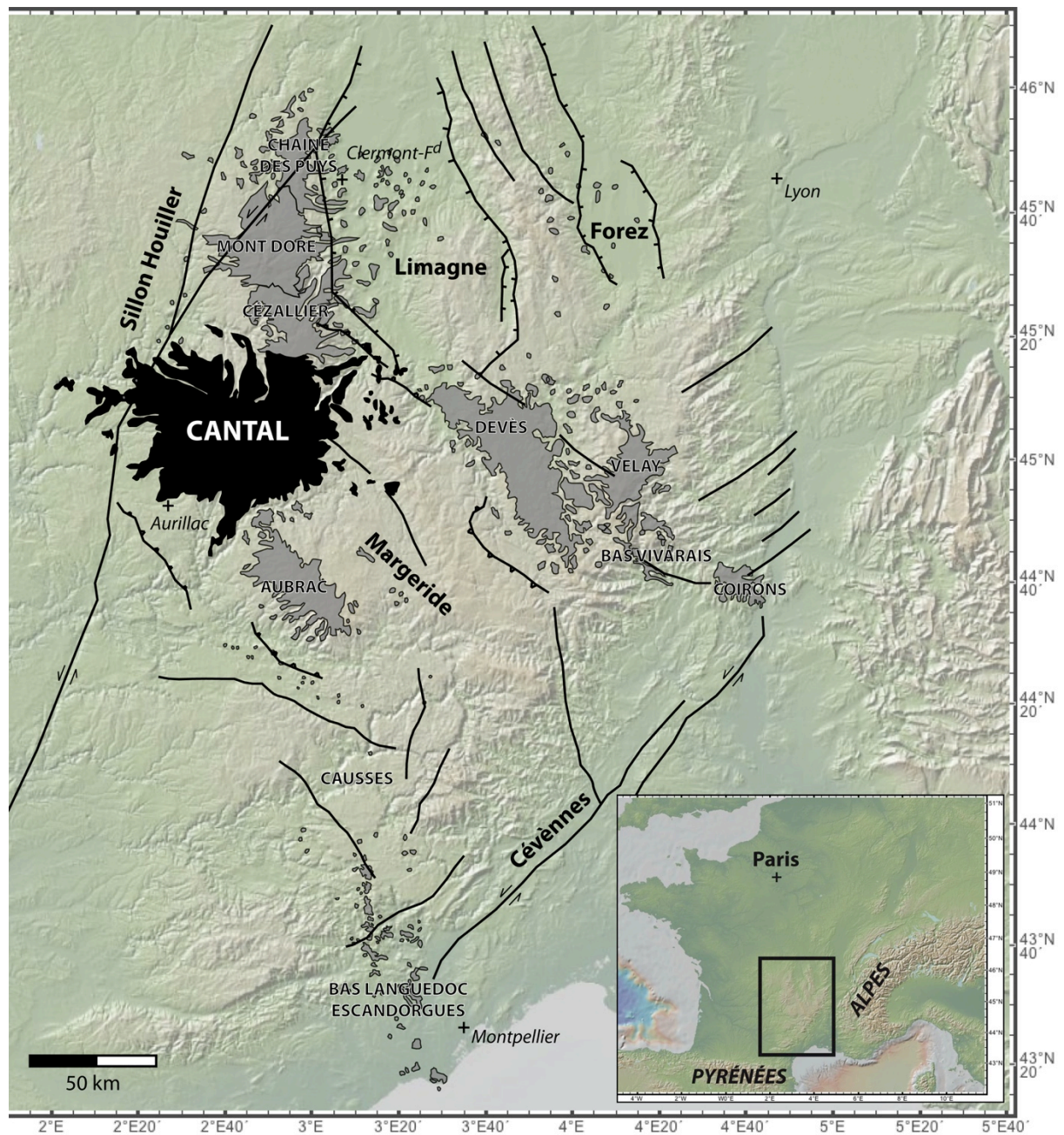


Figure 22 - Localisation du massif du Cantal dans le Massif Central.

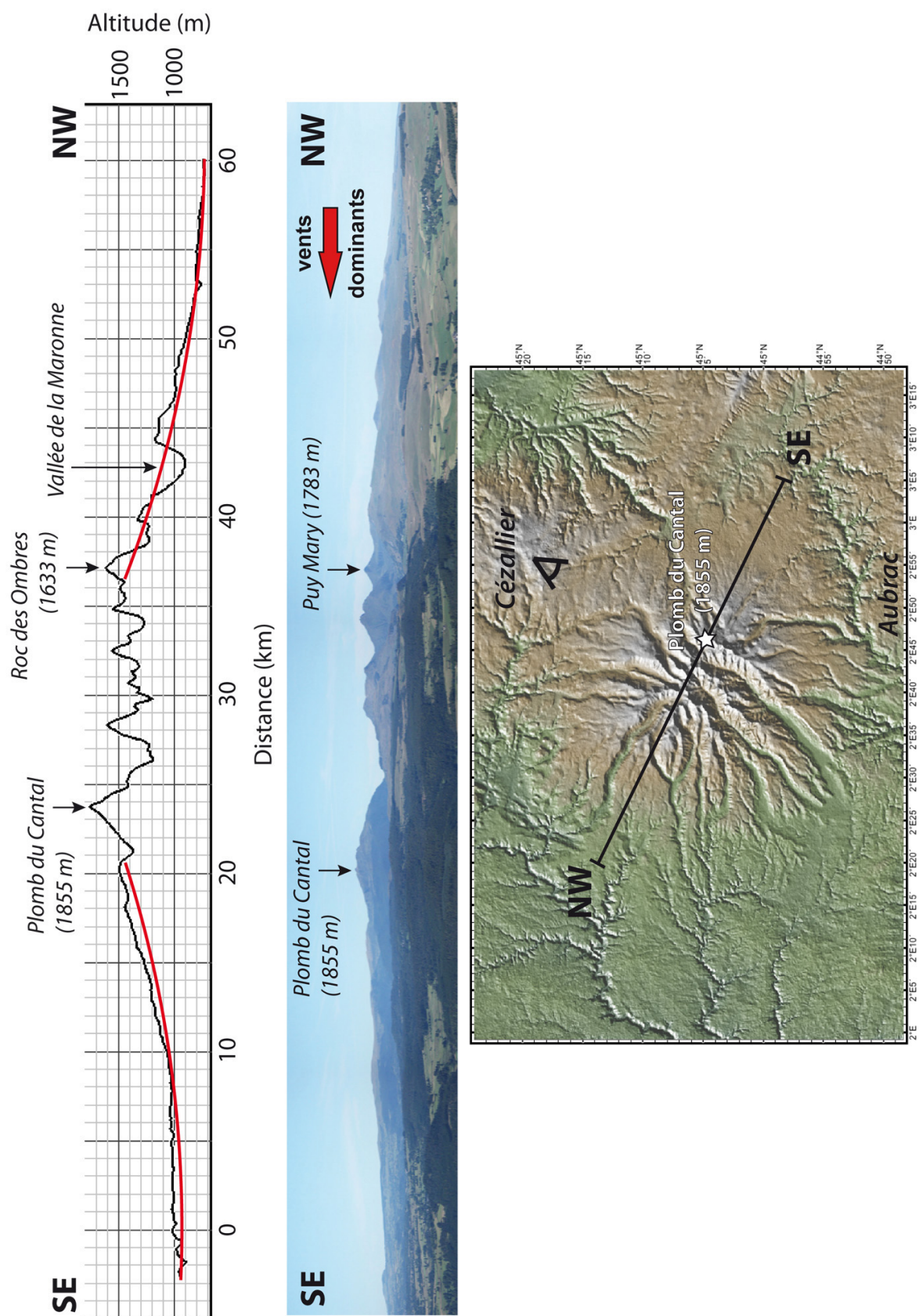


Figure 23 - Le profil topographique SE-NW montre la régularité des pentes externes du massif. En témoigne la photographie panoramique du massif vue du plateau du Cézallier.

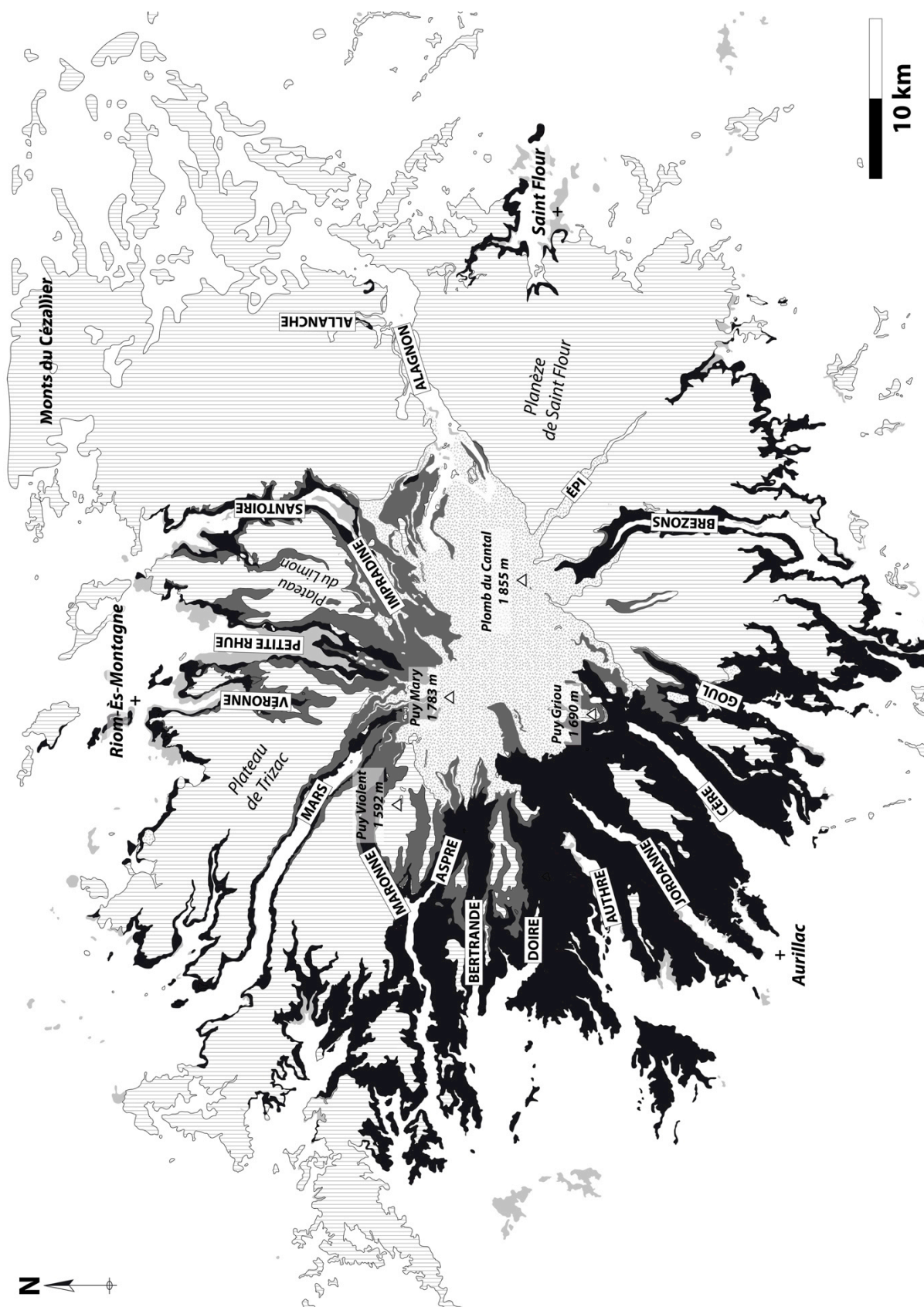


Figure 24 – Carte toponymique des vallées (en encadré), des plateaux (en italique) et de quelques sommets du massif du Cantal (en gras) (Légende géologique : cf. fig. 51).

II.1.2 SYNTHÈSE DES TRAVAUX PRÉCÉDENTS ET OBJECTIFS DE CETTE ÉTUDE

Le massif du Cantal a fait l'objet dès le XIX^e siècle d'observations géologiques révélant son caractère volcanique mais également son gigantisme. Boule (1896), en décrivant les faciès volcaniques, affirmait déjà l'existence d'une brèche de laves soudée au centre du massif et d'une brèche conglomératique à blocs de laves en périphérie, distinguant ainsi par les faciès la zone centrale de la zone périphérique du massif.

Les nombreux travaux réalisés sur le Cantal à partir de 1965 à l'Université Paris Sud (Orsay) ont permis de donner une première vision de la structure du massif. Celui-ci serait affecté d'une fosse volcano-tectonique ayant donné naissance au centre du massif à une caldeira dont les limites ont été déterminées approximativement entre le Plomb du Cantal et le Puy Mary (Fig. 25) (Brousse et Lefèvre, 1990). L'histoire éruptive du massif est alors défini selon trois cycles : (1) des centres éruptifs isolés au Miocène supérieur entre 11 et 9 Ma ; (2) l'expulsion d'une grande quantité de produits volcaniques dont une grande brèche volcano-sédimentaire donnant naissance à l'effondrement de la caldeira centrale au Miocène terminal entre 8,5 et 5,5 Ma ; (3) l'épanchement important de basaltes formant les planèzes et l'empilement de pyroclastites et de faciès lahariques au centre du massif au Pliocène de 5,5 à 4 Ma. En 1977, Baubron et Demange dévoilent les résultats d'une importante campagne de datations mettant en évidence une paléodépression interprétée comme une caldeira d'effondrement dont l'âge est estimé à environ 7,1 Ma. Dans le même temps, des résultats de campagnes de prospection géophysique (Vatin-Pérignon et al., 1966 ; Aubert et al., 1982) suggèrent la présence d'une fosse volcano-tectonique, selon la morphologie du socle, dont des limites sont esquissées sur carte (cf § II.3.2).

Dès la fin des années 1980, le parallèle est fait entre les DAD du Mont Saint Helens et les dépôts bréchiques observés sur le massif du Cantal, ce n'est que vers la fin des années 1990 que les premiers schémas structuraux des avalanches sont proposés, dont celui de Cantagrel en 1995 (Fig. 26). S'ensuit le lancement par le BRGM d'un vaste programme de cartographie et de géochronologie qui donnera lieu à la réalisation de la carte géologique du centre du massif, la feuille de Murat (Nehlig et al., 2001).

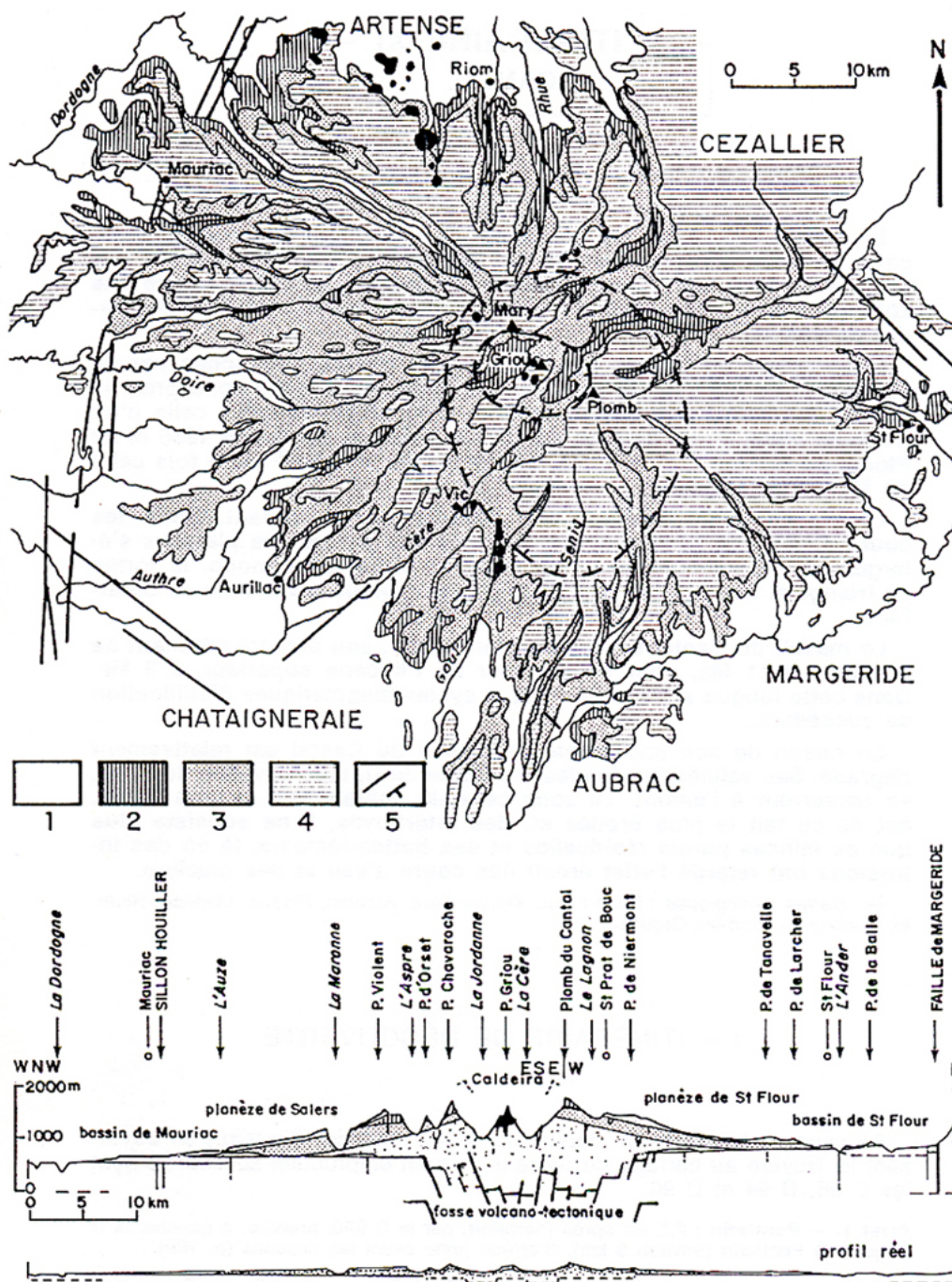


Figure 25 – Esquisse géologique du Massif du Cantal avec, sur son socle granito-métamorphique (1), les séries du Miocène supérieur (2), du Miocène terminal (3), et du Pliocène (4). En (5), limites estimées de la caldeira emboîtée dans la fosse volcano-tectonique (Brousse et Lefèvre, 1990).

L'histoire géologique du volcan proposée alors se divise en 4 étapes (Nehlig et al, 2001): (1) les premières éruptions basaltiques entre 13 et 7 Ma, (2) le volcan trachyandésitique entre 10 et 6,5 Ma, (3) les avalanches de débris et les remaniements associés vers 7 Ma, (4) l'enneigement basaltique entre 7 et 2 Ma. Selon ce modèle, le volcan du Cantal est constitué de deux grandes formations : en

son centre, un empilement de coulées et de volcanoclastites qui précède un complexe laharique, et en périphérie, les DAD issus des déstabilisations de flancs successives des édifices centraux (Cantagrel 1995 ; Nehlig et al., 2001 ; Arnaud et al., 2002) et les piémonts lahariques (Fig. 27).

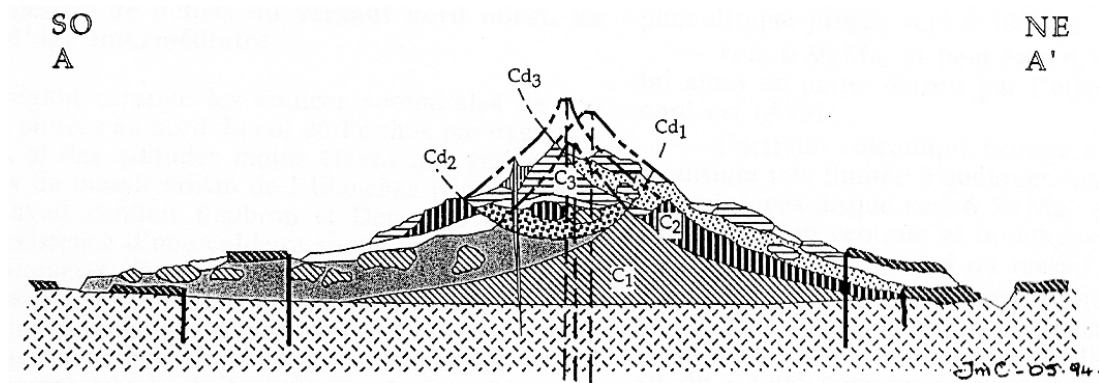


Figure 26 - Coupe schématique du massif du Cantal représentant son évolution morpho-structurale avec C1/C2/C3 les volcans successifs construits dans les caldeiras d'avalanches successives Cd1/Cd2/Cd3 (Cantagrel, 1995).

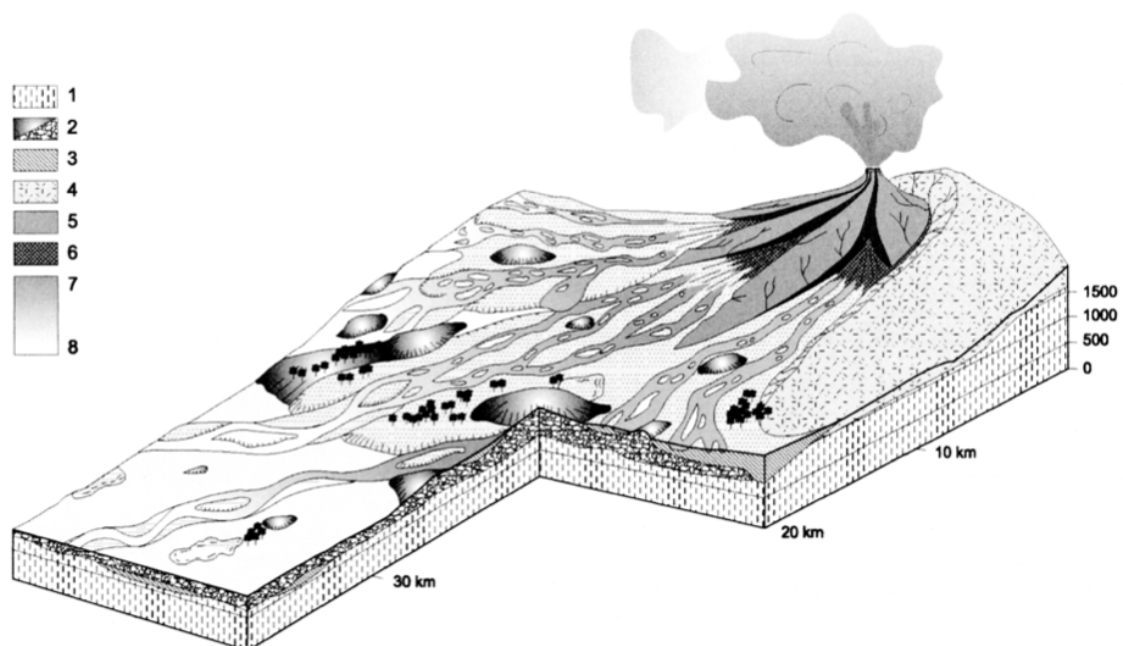


Figure 27 - Modèle de la formation du volcan du Cantal avec un appareil volcanique central alimentant un important piémont volcanoclastiques. 1 : substratum ; 2 : DAD ; 3 : dépôts lahariques indifférenciés ; 4 : paléovolcan ; 5 : néovolcan ; 6 : dépôts pyroclastiques ; 7 : coulées de débris ; 8 : chenal actif. (Nehlig et al., 2001)

La distinction cartographique des DAD est complexe mais les auteurs comptent au moins 4 événements distincts. Le plus important glissement de flanc aurait été orienté vers l'ouest. Ce constat est basé sur l'illusion qu'il existe un plus grand volume de DAD à l'ouest du massif, mais c'est l'érosion par les vents dominants provenant de l'ouest, qui mettent à jour les dépôts, tandis qu'à l'est les planèzes étant faiblement érodés, nous n'avons pas accès aux dépôts qui, pourtant, nous le verrons dans la suite de ce chapitre, sont bien présents. La contrainte temporelle de chaque événement a été établie autour de 7 Ma, mais si l'on considère les incertitudes sur chaque âge, tous ces événements se recoupent, il est ainsi difficile de distinguer différents événements de déstabilisation.

Les volumineux DAD ont fait l'objet d'une étude approfondie, notamment par Vidal (1998) qui en décrit les caractéristiques sédimentologiques, soit un écoulement bréchique hétérogène aux clastes hétérométriques, dont les variations spatiales de faciès seraient révélatrice d'un DAD. Cette étude est basée sur une nouvelle séquence stratigraphique qui n'est pas en accord avec celle précédemment établie par Brousse et collaborateurs dans les décennies précédentes, notamment quant à l'interprétation des faciès qui composent les différentes unités, dont le niveau dit volcano-sédimentaire. Au cours de cette étude, Vidal (1998) estime un volume total de DAD d'environ 180 km³ et une hauteur initiale du volcan déstabilisé d'environ 4000 m déterminée à partir d'un graphique du ratio de la hauteur du glissement sur la longueur de propagation des DAD en fonction de leur volume. Mais il n'existe pas d'arguments de terrain consistants qui montrent que le paléo-Cantal, avant les déstabilisations, du moins avant le premier glissement de flanc, atteignait une telle hauteur. Consécutivement, ces DAD ont fait l'objet d'études concernant leur dynamique de mise en place (Schneider et Fisher, 1998; Reubi et Hernandez, 2000).

L'absence de cicatrice d'effondrement de flancs, de type caldeira d'avalanche en fer à cheval, l'absence de restes d'un cryptodome dans les DAD, et l'absence de blocs hydrothermalisés laissant penser à un niveau de décollement préférentiel, ont conduit Vidal et Merle (2000) à imaginer un nouveau mécanisme de déclenchement de glissement de flancs. Les auteurs proposent comme mécanisme déclencheur la réactivation de failles anicennes, celles du socle Hercynien, qui permettrait de justifier la présence de DAD tout autour du massif du Cantal. Pour ce faire, une modélisation analogique a été réalisée à partir d'un cône de sable (diamètre = 15

cm ; hauteur = 4 cm), homogène d'abord puis hétérogène, auquel on fait subir des déformations par l'activation de failles normales au sein de son substratum (Fig. 28). Le jeu des failles normales dans cette expérience est de 2 cm, correspondant à un déplacement de 800 m dans la nature. Il est nécessaire de faire jouer une faille de 800 m le long de son plan pour observer une première déstabilisation du cône du sable. Vidal (1998) estime un âge de jeu il y a environ 6,5 Ma qui n'est pas en accord avec les âges d'encadrement des DAD mesurés par Nehlig et al. (2001) à 7 Ma. Par ailleurs, il a été identifié un déplacement progressif total au Miocène de 900 m pour la faille majeure du horst de la Margeride (Le Griel, 1991) qui serait préférentiellement à l'origine des déstabilisations du Cantal, mais l'âge du jeu progressif de cette faille est estimé au Miocène, soit dans un intervalle de temps compris entre environ 23 et 5 Ma, ce qui n'en fait pas un argument déterminant.

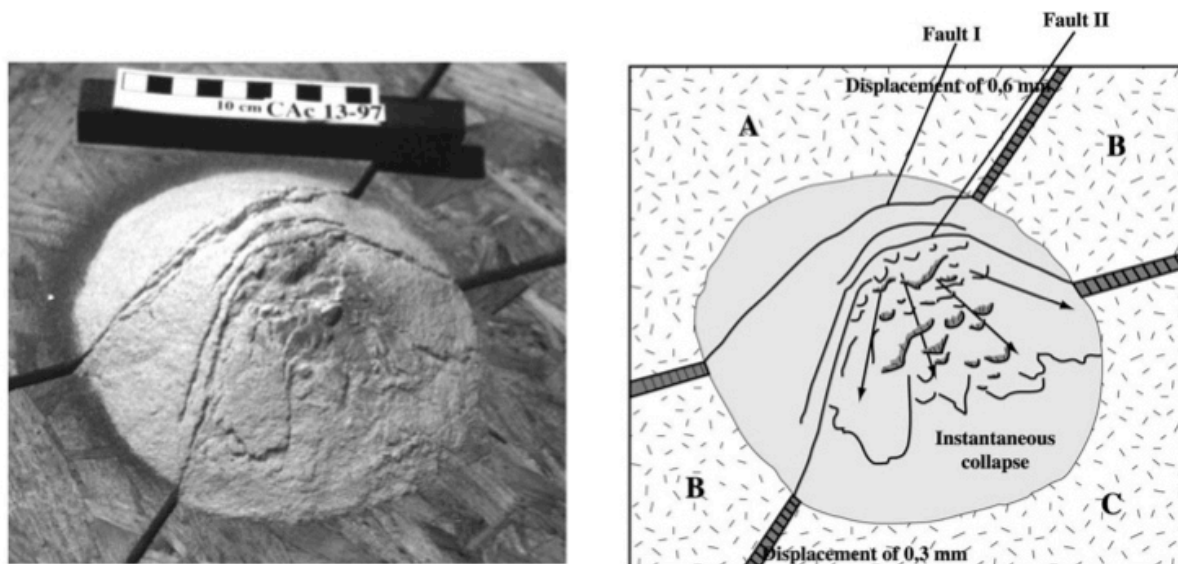


Figure 28 – Glissement instantané d'un cône hétérogène du à la réactivation de failles de socle délimitant des blocs (A, B, C) illustrant les effondrements de flancs du massif du Cantal (Vidal et Merle, 2000).

Finalement, les arguments mis en valeur en faveur de déstabilisations de flancs successives donnant naissance à des DAD dans différentes directions, ne sont pas déterminants. Il existe des limites au modèle de déstabilisation de flancs sur le massif du Cantal : (1) l'absence de cicatrices de glissement, (2) la difficulté de contraindre temporellement et spatialement les DAD, (3) la distribution radiale des DAD rend complexe les mécanismes de déstabilisation de flancs. Par ailleurs, l'interprétation des faciès des volumineux dépôts bréchiqes du Cantal comme des DAD reste discutable. De plus, ce modèle ne tient pas compte de la présence d'une

caldeira centrale comme suggérée précédemment par différents auteurs (Vatin-Pérignon et Michel, 1966 ; Baubron et Demange, 1977 ; Aubert et al., 1982 ; Brousse et Lefèvre, 1990).

De façon à poursuivre les études de la compréhension de l'évolution du massif du Cantal, ce premier chapitre définit une séquence stratigraphique similaire à celle établie par les cartes géologiques de la périphérie du massif et décrite dans les nombreux travaux réalisés précédemment à l'Université Paris-Sud. De nouvelles observations de terrain, couplées à de nouvelles datations K-Ar technique Cassinot-Gillot, vont permettre de contraindre dans l'espace et dans le temps les différentes unités qui composent le massif. Suite à cette reconstitution chrono-stratigraphique, des évidences structurales et géomorphologiques amènent à prouver l'existence d'une caldeira centrale et d'en déterminer ses limites spatio-temporelles. Ceci va nous autoriser à reconsidérer l'évolution morpho-structurale du Cantal, mais également à reconsidérer la nature et l'origine des dépôts réinterprétés par les auteurs précédents comme des DAD. Cela ouvre des perspectives nouvelles quant à la découverte sur le massif du Cantal d'un processus éruptif de grande ampleur : une éruption sous-lacustre majeure. L'analogie avec des dynamismes éruptifs actuels et des expériences de modélisation récentes va nous permettre d'étayer cette hypothèse.

II.2 SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE

Les nombreuses études réalisées au cours du XX^e siècle, notamment celles ayant permis la conception des cartes géologiques au 1/50 000^{ème} du massif du Cantal (Brousse et al., 1972 ; 1975 ; 1977 ; 1980 ; 1989 ; Goër de Herve et al., 1990 ; Burg et al., 1991 ; Nehlig et al., 2001), utilisent une terminologie dont il convient de faire le point, en particulier concernant les unités bréchiques qui constituent le massif différencié. Pour une même unité, les termes changent selon l'interprétation que l'on fait des dépôts bréchiques. Dans la littérature, les 3 principaux complexes bréchiques sont nommés ainsi, dans l'ordre stratigraphique : (1) la « brèche inférieure » ou « brèche A », (2) le « niveau volcano-sédimentaire » ou « brèche B » ou « dépôts d'avalanche de débris », (3) le « complexe bréchique supérieur » ou « brèche C ». En accord avec notre interprétation de ces unités, nous emploierons dans cette étude la terminologie suivante : (1) le Complexe Trachyandésitique Inférieur (CTI), (2) le Grand Écoulement Bréchique (GEB), (3) le Complexe Supérieur (CS).

II.2.1 OBSERVATIONS DE TERRAIN : DESCRIPTION DES UNITES

II.2.1.1 Les basaltes infra-cantaliens

Sur le socle granito-gneissique Hercynien s'épanchent des coulées basaltiques massives. Dans le massif du Cantal, celles-ci affleurent à la faveur des profondes vallées incisées par l'érosion, essentiellement dans le secteur nord dans la vallée de la Petite Rhue et dans le secteur est aux environs de Saint Flour ou plus proche du centre aux environs de Murat. Étant donné les importantes variations d'altitude du socle, ces laves n'affleurent que là où le socle est le moins surélevé. L'épaisseur cumulée observée sur le terrain de l'ensemble de l'unité n'excède pas 50 m. Ces magmas peu évolués remontent à la faveur des fractures du socle. Ces laves, plutôt de nature basanitique, souvent très altérées (Fig. 29), sont riches en olivine et contiennent parfois des phénocristaux de néphéline (Brousse et al., 1972 ; 1975 ; 1977 ; 180 ; 1989).

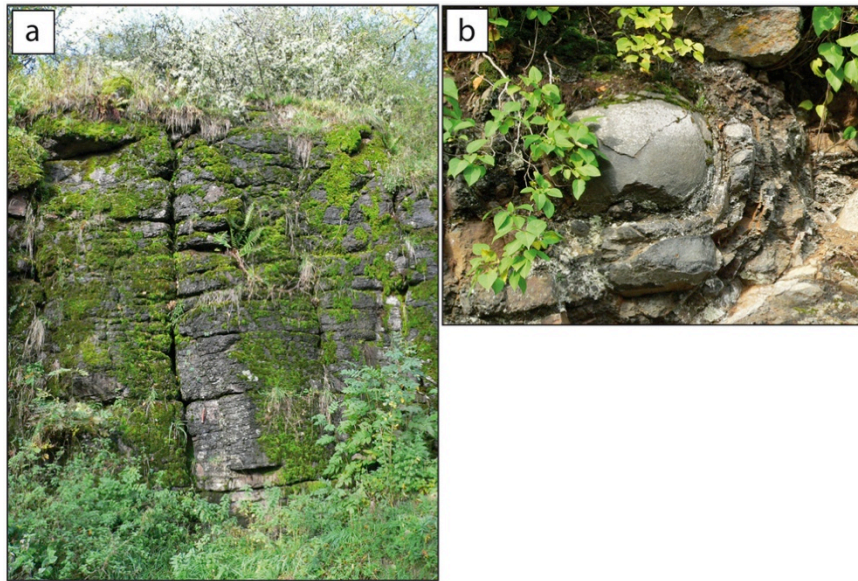


Figure 29 - Basanites infra-cantaliennes altérées dans la vallée de la Petite Rhue. a : altération en gravillon ; b : altération en boule.

II.2.1.2 Le Complexe Trachyandésitique Inférieur (CTI)

Cette unité est homogène en nature et est majoritairement constituée de brèches. Les laves trachyandésitiques ($\tau\alpha$) présentent une large diversité de faciès pétrographiques depuis les $\tau\alpha$ basaltiques aux benmoréites en passant par l'ordanchite ($\tau\alpha$ à haüyne) (Nehlig et al., 2001). Les niveaux bréchiques sont les plus importants en volume et sont composés de laves trachyandésitiques prises dans une matrice graveleuse. On distingue deux types de faciès bréchiques :

(1) des brèches chaotiques, non stratifiées, à blocs anguleux au sein d'une matrice en faible proportion $< 20 \%$, ou parfois des blocs presque jointifs. Ces brèches sont des témoins d'écroulements de dômes trachyandésitiques de type avalanches de roches (Fig. 30a).

(2) des brèches aux blocs plus arrondis au sein d'une matrice en proportion $\geq 50 \%$, sont des témoins d'événements de remaniements comme des coulées de débris (lahars) (Fig. 30b) dans lesquelles on observe un granoclassement normal, parfois inverse, ou encore aucun granoclassement. Le granoclassement normal se fait généralement par gravité, mais peut-être également le résultat d'un dépôt par aggradation progressive (Vallance and Scott, 1997). Le granoclassement inverse serait le résultat d'un tri par tamisage (Naylor, 1980), ou encore celui d'un

écoulement dont la concentration sédimentaire évolue rapidement dans le temps avec une augmentation de la concentration en éléments grossiers.

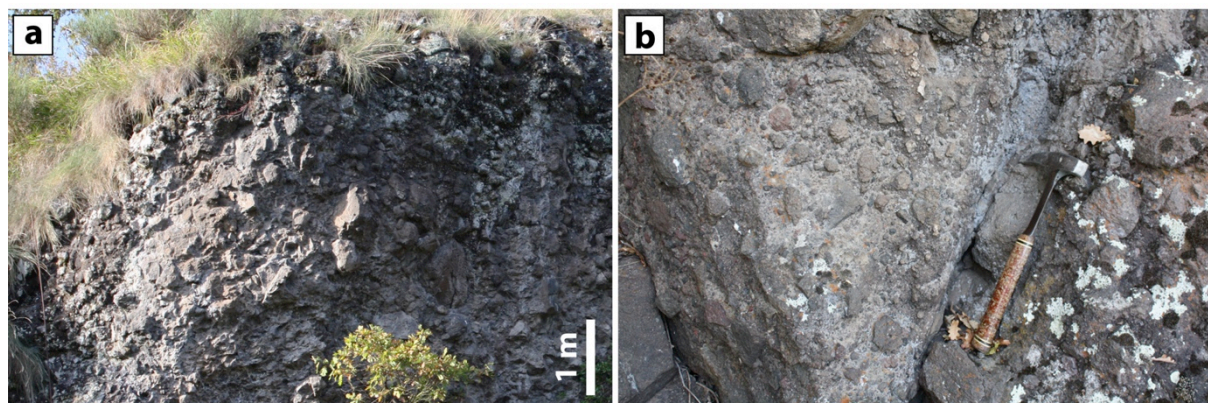


Figure 30 – Le Complexe Trachyandésitique Inférieur au lieu dit Salles dans la vallée de la Maronne. a : faciès d'avalanche de roches issue du démantèlement de dômes trachyandésitiques. b : faciès laharique.

Entre ces niveaux bréchiques s'intercalent des niveaux cendreux de quelques cm d'épaisseur (Fig. 31), plus ou moins riches en lithiques, que l'on interprète comme de faibles dépôts d'écoulements pyroclastiques ou de déferlantes (surges) résultant d'une forte activité explosive durant la croissance de dômes. Ainsi, cette succession de dépôts différents peut s'interpréter en cycles de construction et de destruction de dômes trachyandésitiques.

L'extension spatiale de cette unité est représentée par un ovoïde d'environ 15 km de rayon depuis le centre du massif, dans une zone d'environ 700 km² (Fig. 32). L'épaisseur des dépôts est très variable et le degré d'érosion ne permet pas d'observation précise de l'ensemble de l'unité. En revanche, on constate la présence de brèches d'écroulement de dôme de façon dispersée dans cette zone et il n'existe pas de pendage généralisé des dépôts qui pourrait nous indiquer un unique centre éruptif. Localement, il est possible d'observer une alternance entre des niveaux bréchiques et des coulées trachyandésitiques massives ou autobréchifiées. Étant donnée la faible extension de ces coulées, relativement visqueuses, et leur distribution, il convient de penser que plusieurs centres éruptifs coexistaient. On imagine aisément une zone volcanique active constituée de dômes dispersés dont les magmas remontent à la faveur des fractures du socle.

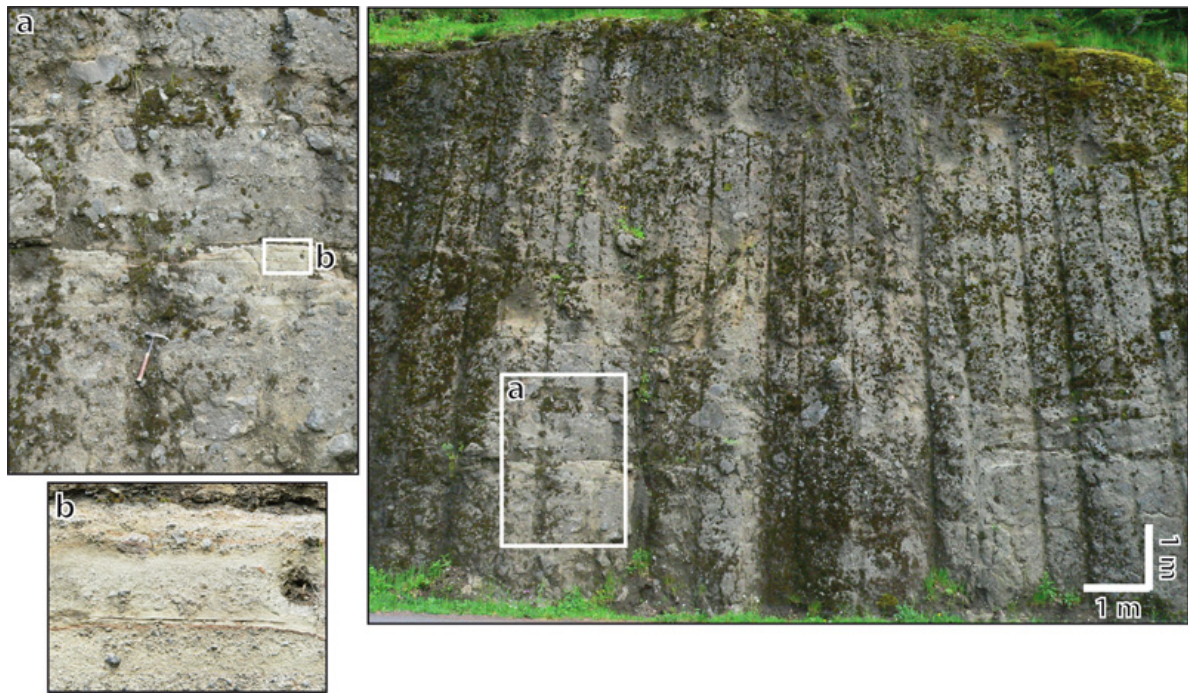


Figure 31 – Le Complexe Trachyandésitique Inférieur à l'amont de la vallée de la Petite Rhue. a : successions de niveaux de brèche d'écroulement de dôme et de lahars. b : niveaux de surges intercalés dans les successions.

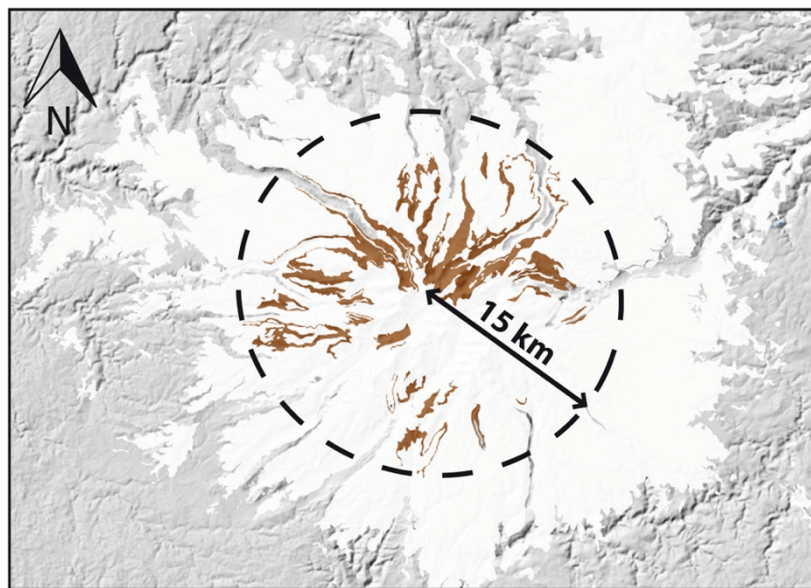


Figure 32 – Extension spatiale du Complexe Trachyandésitique Inférieur.

Les dépôts de la zone centrale sont constitués de l'accumulation des produits de construction et de destruction des dômes centraux. Lorsque l'on s'intéresse de plus près aux brèches d'écroulement de dôme, on y observe plusieurs faciès qui se succèdent en un endroit donné : il existe des faciès proximaux composés de près de 80 % de clastes anguleux, et des faciès distaux de type laharique, constitués de moins de 30 % de clastes de forme arrondie, qui remanient des avalanches de

roches. Ces faciès différents s'observent par exemple au fond du cirque glaciaire de la vallée de l'Impradine, où ils sont parfois séparés par une discordance angulaire (Fig. 33). Ceci évoque la complexité de la distribution des dépôts en un endroit donné, montrant qu'il existe plusieurs centres éruptifs disséminés au centre du paléo-Cantal, soit plusieurs dômes qui croissent en différents endroits au sein de cette zone centrale. Cette observation n'est pas en accord avec l'hypothèse de la croissance d'un stratovolcan unique (Cantagrel, 1995 ; Vidal, 1998 ; Arnaud et al., 2002 ; Nehlig et al., 2001) où il y aurait eu une cheminée d'alimentation centrale. La répartition et la complexité des dépôts, à partir desquels il est possible d'estimer par exemple une distance à la source par la forme des blocs remaniés, montre qu'il n'existe pas un unique centre éruptif mais plusieurs ; et ainsi la croissance en différents lieux de différents dômes.



Figure 33 – Discordance angulaire dans les dépôts du centre du massif au fond de la vallée de l'Impradine, entre une brèche anguleuse d'écroulement de dôme (en bas) et un dépôt laharique fin aux blocs arrondis (en haut).

Les dépôts actuels du CTI affleurent à une altitude maximale d'environ 1300 m, sous le Col de Serre, dans le fond de la vallée de la Petite Rhue, et à une altitude minimale de 700 m dans les vallées ouest comme dans la vallée de la Maronne en aval du village de Salers. Connaissant l'estimation de la surface des dépôts et du dénivelé entre le toit et la base de l'unité, ainsi que la hauteur moyenne de croissance d'un dôme de lave (de l'ordre de quelques centaines de m), on peut estimer au premier ordre un volume de la zone active d'environ 200 km³. Malgré l'empilement probable par recoupement des dômes et produits associés, on estime une altitude maximale du complexe inférieure à 2000 m d'altitude, soit proche des

altitudes actuelles. Ces observations sont en contradiction avec la croissance d'un stratovolcan unique de 4000 m de hauteur comme proposé par Vidal (1998) et Nehlig et al. (2001).

II.2.1.3 Les niveaux ponceux

Il existe plusieurs types de dépôts pyroclastiques ponceux. Bien que les affleurements soient dispersés et discontinus dans l'espace, les niveaux ponceux correspondent tous à des épisodes éruptifs stratigraphiquement intercalés entre le CTI et le Grand Écoulement Bréchique. Leur position stratigraphique est ainsi identique tout autour du massif (Fig. 34). On note toutefois que ces dépôts sont absents dans un rayon de 5 km depuis le centre du massif. Leur épaisseur est très variable de quelques m à quelques dizaines de m. On s'intéresse ici en particulier à deux dépôts majeurs, d'architecture différente, l'un situé dans le secteur ouest du massif, la Peyre del Cros, l'autre situé dans le secteur est du massif, dans la vallée d'Allanche, près de Sainte Anastasie.

A la Peyre del Cros, dans le secteur ouest du massif, on observe un affleurement d'environ 30 m d'épaisseur, décrit comme une nappe de ponce (Brousse et Lefèvre, 1966). Ce dépôt est massif, non stratifié, riche en lithiques, et est chapeauté par de fins dépôts cendreux (Fig. 35.1). Cette nappe a une surface de l'ordre de 375 km² et un volume estimé de 11 km³ (Brousse et Lefèvre, 1966). Dans la vallée d'Allanche, en amont du village de Saint Anastasie, dans le secteur est du massif, on observe un dépôt ponceux polyphasique de près de 50 m d'épaisseur (Fig. 35.2). La stratification du dépôt témoigne de la succession d'épisodes de type plinien, en particulier de l'effondrement successif de colonnes éruptives. Ainsi, tous ces niveaux ponceux sont associés à des épisodes de type plinien.

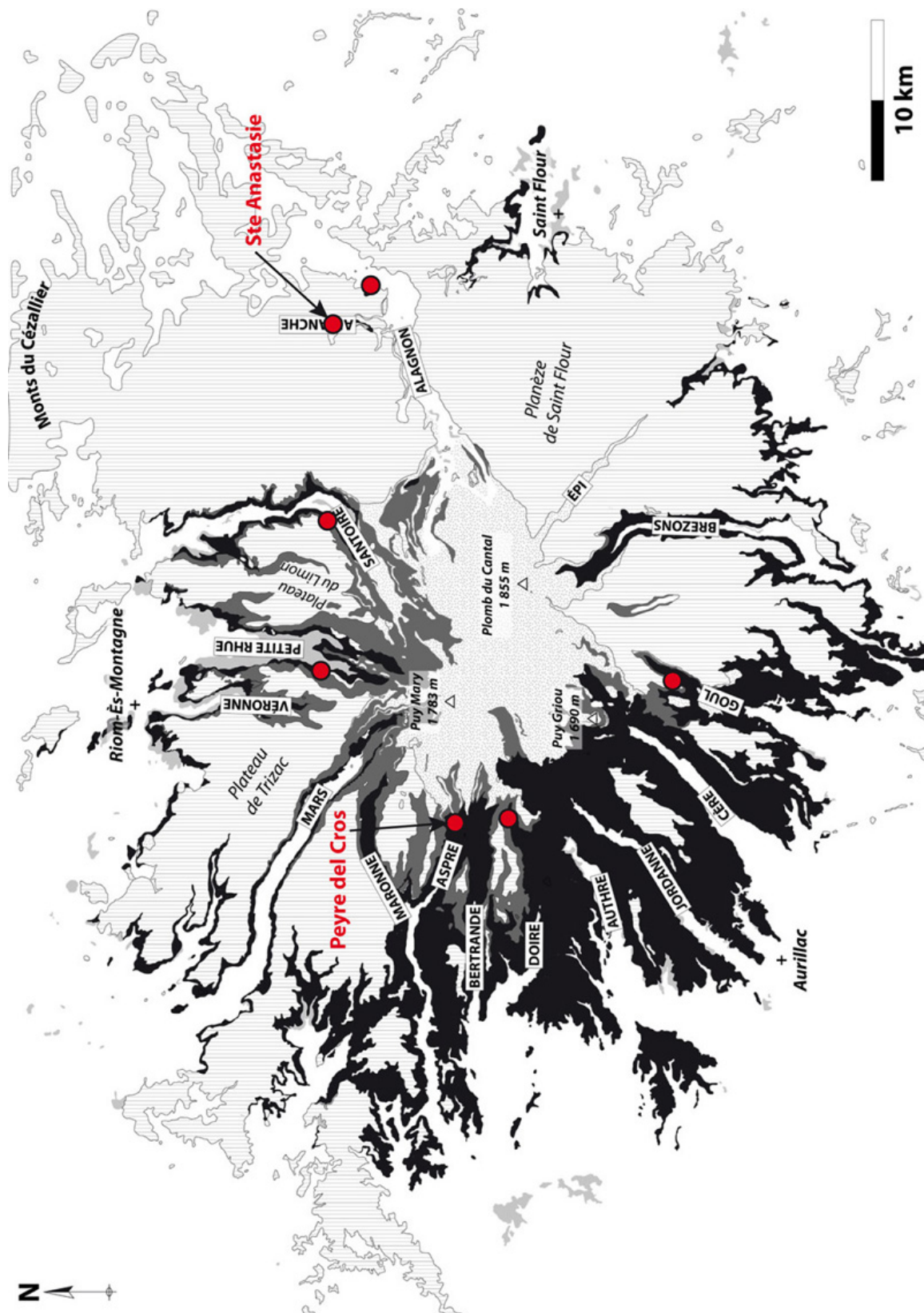


Figure 34 – Localisation des principaux niveaux ponceux identifiés dans le massif du Cantal. Ces niveaux sont absents du centre du massif.



Figure 35 – 1 : niveau ponceux riche en lithiques à la Peyre del Cros (A : nappe de ponce et ses dépôts cendreux au toit ; B : niveau de remaniement) ; 2 : niveau ponceux polyphasique en vallée d'Allanche le long de la D679.

II.2.1.4 Le Grand Écoulement Bréchique (GEB)

Le GEB est le plus important dépôt bréchique du massif du Cantal, en volume et en extension. C'est une brèche massive composée de clastes hétérogènes et hétérométriques pris dans une matrice fine indurée constituée d'argiles, de silicates et de matériel volcanique dont des ponces. Nous décrivons ici partiellement le dépôt dont la nature, les dimensions et la dynamique seront abordées de façon plus exhaustive dans l'article en préparation qui lui est consacré (cf. § II.4.2). En effet, celui-ci témoigne d'un événement important dans l'histoire éruptive du Cantal qu'il convient d'étudier de façon plus approfondie.

Le dépôt du GEB s'étend tout autour du massif à 360°, autant dans son secteur nord et sud, que est et ouest. L'importance du dépôt est révélée par une érosion préférentielle de l'ouest du massif, dévoilant une unité quasi-continue dans l'espace (Fig. 36). Cette unité s'étend à 35 km vers l'est et 40 km vers l'ouest. Néanmoins, on observe que les faciès distaux de l'écoulement changent

radicalement et présentent des caractéristiques de remaniements de type lahar. En effet, la proportion en clastes < 20 % et la non-induration du liant de couleur sombre, tend à montrer que le dépôt du GEB aurait été remanié après sa mise en place à partir d'une distance d'environ 25 ± 5 km.

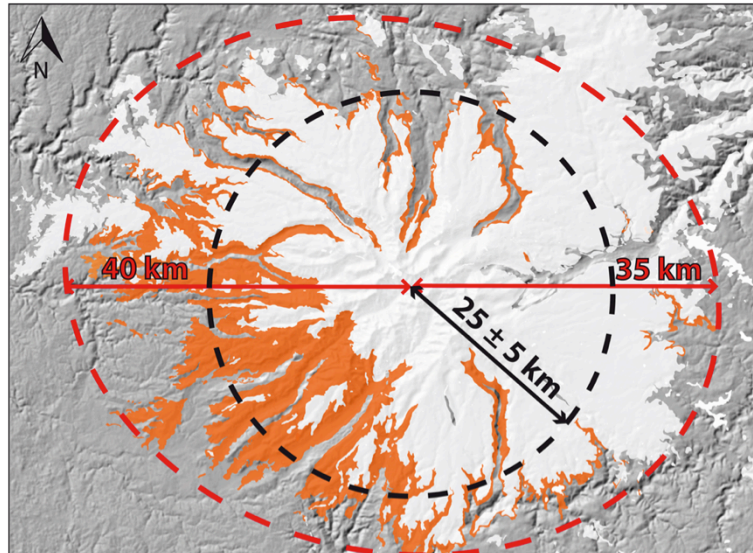


Figure 36 - Extension spatiale du Grand Écoulement Brélique.

Les conditions initiales de l'étude du Grand Écoulement Brélique sont les suivantes :

- La position stratigraphique de l'unité est identique tout autour du massif ;
- Le faciès de l'unité (couleur, nature des clastes et de la matrice, proportion clastes/matrice fonction de la distance de propagation) est identique tout autour du massif ;
- L'architecture du dépôt (distribution des clastes, structures internes) est identique tout autour du massif.

L'unité est présente dans toutes les vallées du massif, au nord, au sud, à l'est et à l'ouest (Fig. 37). L'érosion plus importante de la partie ouest du massif révèle l'existence des dépôts à l'ouest mais également au nord et au sud. Les dépôts dans la partie est du massif sont aussi importants mais recouverts par les basaltes de plateau non érodé. Par ailleurs, les vallées de l'est, comme la vallée de l'Alagnon, sont creusées jusqu'au socle, donnant une part cartographique plus faible au dépôt du GEB malgré son épaisseur importante, notamment près de Joursac.

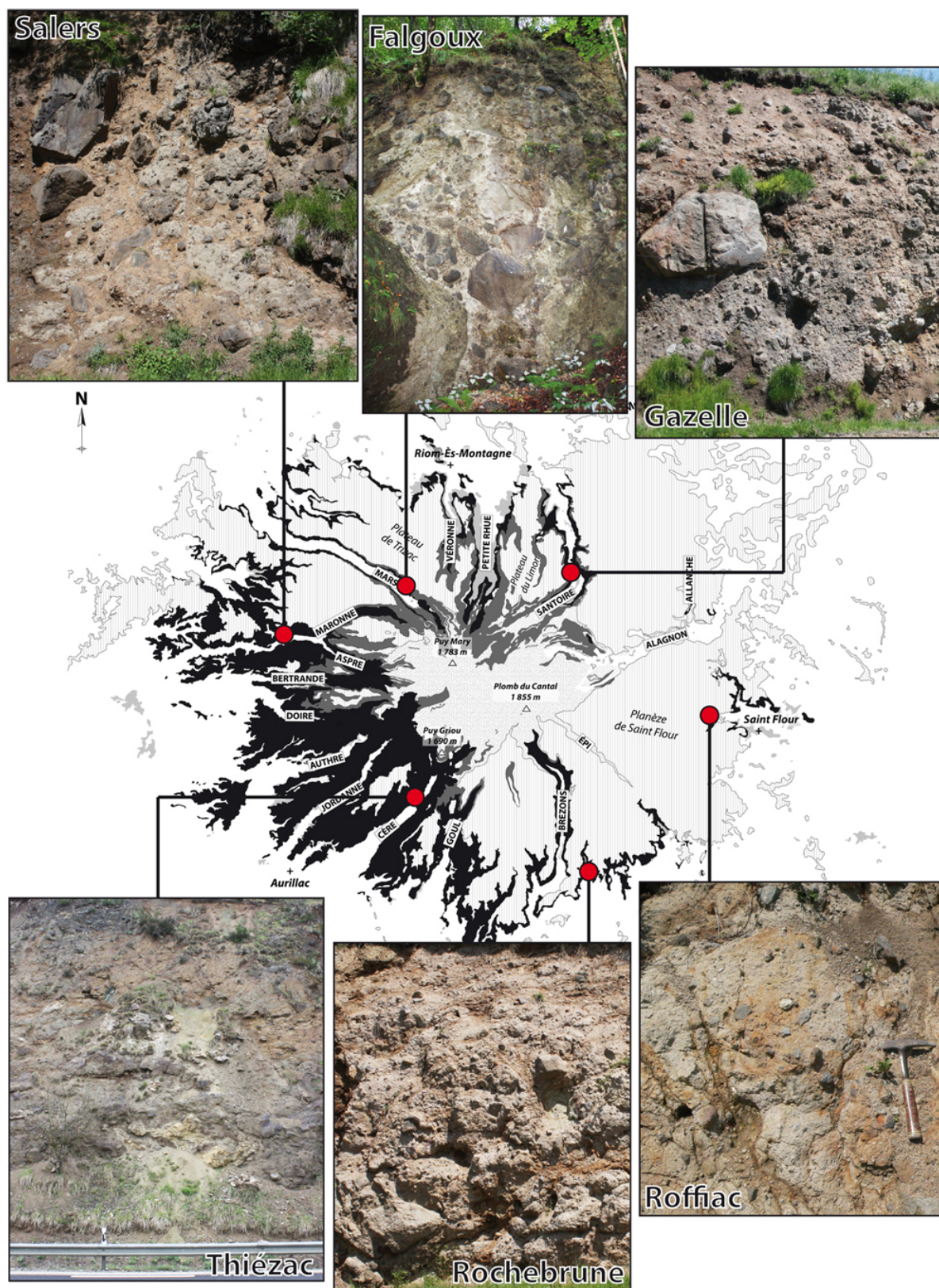


Figure 37 – Le Grand Écoulement Bréchique, toujours dans la même position stratigraphique, présente un faciès identique tout autour du massif.

L'observation du GEB est parfois rendue difficile par l'érosion ou la végétation mais lorsque l'unité affleure, il est possible de la décrire selon des critères macroscopiques précis (cf. § II.4.2.1.2).

II.2.1.4.1 Nature des clastes

Les clastes, très hétérogènes (Fig. 38), qui composent la brèche sont hétérométriques de 10^{-3} à 10^2 m. Ils sont d'une forme arrondie à anguleux. Du plus au moins important en abondance, on distingue :

- des laves (essentiellement des trachyandésites et basaltes)
- des éléments du socle (granitoïdes et gneiss)
- des sédiments sous forme soit de poches d'argiles, soit de bancs calcaires préservés
- des blocs de brèche trachyandésitique provenant du CTI
- des bois carbonisés et des bois frais parfaitement conservés, d'une taille variant de la brindille au tronc d'arbre

Il existe également des blocs de varves au sein de la brèche, mais également et surtout des dépôts de diatomites en volume important, que l'on retrouve au toit du dépôt bréchique. Ces éléments d'origine lacustre constituent une des clés de la compréhension du processus d'initiation de l'écoulement (cf. § II.4.2.2.2). Les varves sont constituées de l'alternance de niveaux sombres et de niveaux clairs dont les épaisseurs respectives ne dépassent pas 5 mm (Fig. 39). L'alternance de couleur est attribuée à la quantité de matière organique (MO) qui varie selon la saison : en été, il y a plus de MO produite donnant une couleur sombre au lit sédimentaire ; inversement, l'hiver n'est pas propice à la production de MO, les lits sont de couleur claire. Ces sédiments, d'origine lacustre, nous indiquent la présence d'un ancien lac sur le massif du Cantal, dont les dépôts ont été transportés par la brèche.



Figure 38 – Clastes constituant le GEB. a et b : blocs laves arrondis et anguleux ; c : bois frais non carbonisé ; d : blocs de brèche τα du CTI ; e : mégablocs τα au Pas de Cère (diamètre ≈ 150 m) ; f : poche d'argiles ; g : bombe volcanique en fuseau ; h : banc calcaire conservé.



Figure 39 – Blocs de varves dans le dépôt du GEB.

Les dépôts de diatomites localisés au toit de la brèche font actuellement l'objet d'une exploitation dont les plus importantes carrières sont situées au nord de la ville de Murat dans le secteur est du massif (Fig. 40). Ces dépôts, décrits par Cantagrel en 1995, ne semblent pas cohérents avec leur localisation et leur position stratigraphique. Tout d'abord, on observe à leur base des blocs fracturés de basalte et des galets de phonolite, une lave différenciée absente de ce côté-ci du versant du massif. Cantagrel (1995) montre que ces dépôts sont déformés, localement microplissés au voisinage des blocs de basaltes et fréquemment affectés par des micro-failles à rejeu millimétrique ou centimétrique. Le plus souvent sub-horizontale, la stratification de ces sédiments peut-être localement inclinée de 10 à 15° voire même sub-verticale. D'autre part, certaines fractures ouvertes contiennent des fragments de ces mêmes sédiments finement broyés, ce qui indique que les niveaux de diatomites étaient déjà consolidés avant leur fracturation. Il semblerait ainsi que ce soit des dépôts lacustres allochtones, qui ont été déplacés. Cantagrel (1995) émet ainsi l'hypothèse d'un gisement initial de type lac de cratère ou lac de barrage. Mais d'après l'importance des dépôts, il est nécessaire que ces dépôts se soient formés dans une dépression assez importante. De plus, l'interaction mécanique, décrite par Cantagrel (1995), entre les galets localisés à la base des dépôts et les dépôts eux-

mêmes indiquent qu'ils ont été transportés ensemble : les galets ne peuvent donc être issus de l'apport d'une moraine glaciaire dont la dynamique n'est pas cohésive. On peut ainsi éliminer l'hypothèse d'un lac de barrage de type verrou glaciaire. Ils conviennent donc de considérer la deuxième hypothèse, celle d'un lac de cratère au centre du massif.

De plus, les associations floristiques fossiles observées dans ces dépôts lacustres seraient d'âge Miocène supérieur et seraient liées à une végétation de hautes altitudes (> 1200 m) (Roiron, 1991 ; Cantagrel, 1995).

Par ailleurs, d'autres auteurs suggèrent la présence à cet emplacement d'un maar, supposant ainsi les dépôts lacustres comme autochtones (e.g. Boudon, 1979).



Figure 40 – Carrière d'exploitation de Foufouilloux d'un gisement de diatomites au toit du Grand Écoulement Brélique à l'est du massif, au nord de Murat (image Google Earth 2011).

II.2.1.4.2 Nature de la matrice

La matrice du GEB qui lie les clastes entre eux représente en moyenne 50 % du dépôt en volume. La composition de la matrice est identique tout autour du massif (Fig. 41). Elle est constituée de 10 à 20 % de ponces d'une taille variant de quelques mm jusqu'à 2 cm, qui sont riches en phénocristaux de biotite. Ces ponces sont elles-mêmes prises dans un liant de couleur beige constitué de grains silicatés et d'argiles.

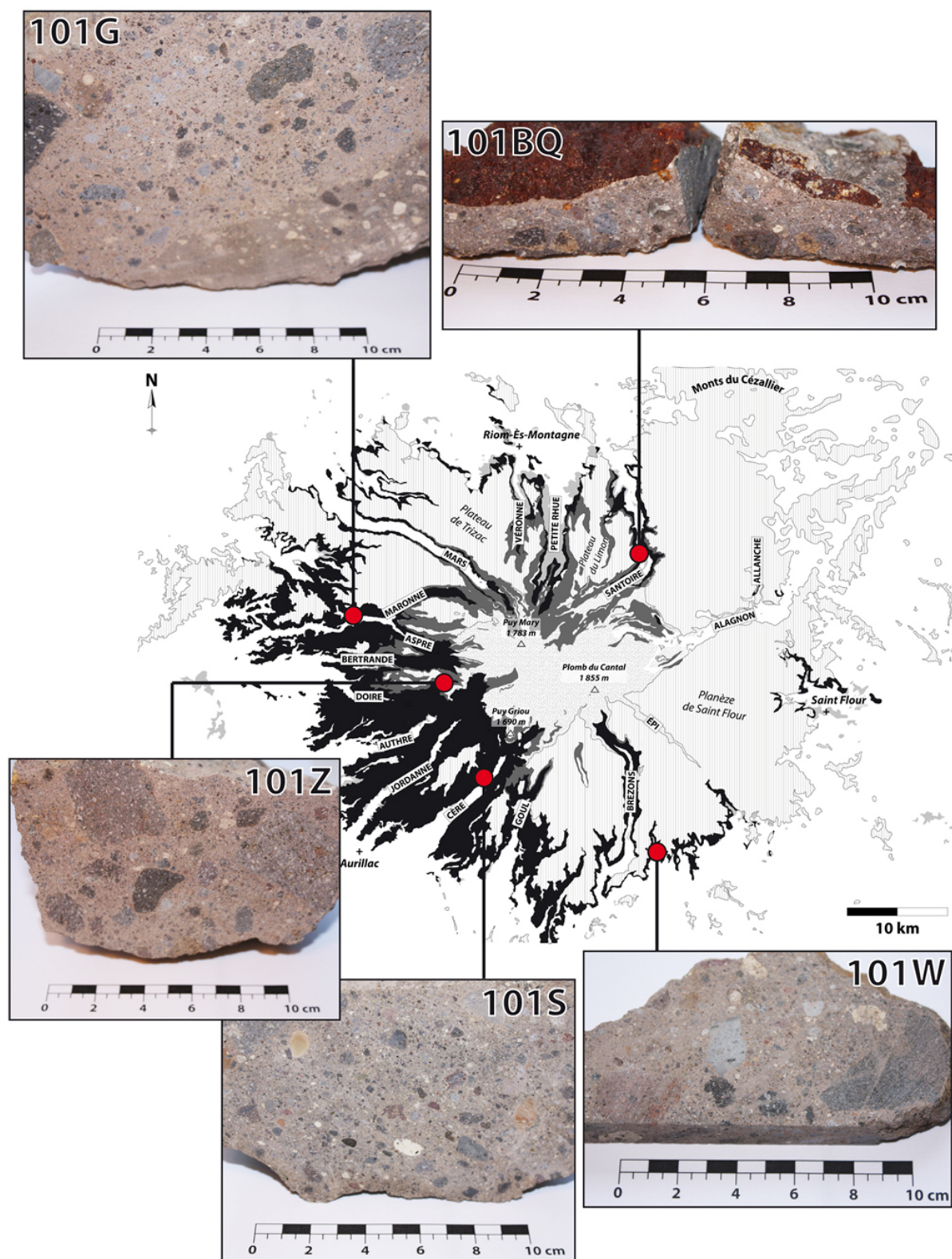


Figure 41 – La matrice du GEB est identique tout autour du massif.

II.2.1.5 Le Complexe Supérieur (CS)

Le Complexe Supérieur est une unité qui rassemble différents événements éruptifs successifs. Il s'étend à la fois au centre du massif et sur ses pentes externes (Fig. 42).

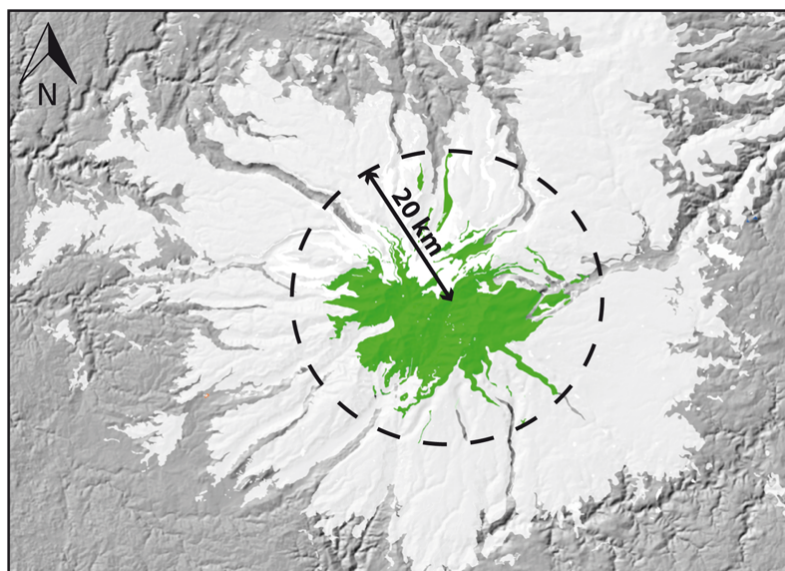


Figure 42 – Extension du Complexe Supérieur.

II.2.1.5.1 Les faciès centraux

Au centre du massif, dans une zone d'environ 5 km de rayon, le CS est représenté par les morphologies et reliefs actuels des dômes, des sommets et des crêtes. Pétrographiquement on distingue différents types d'extrusions de laves plus ou moins évoluées, révélant la contemporanéité des séries alcaline et intermédiaire, impliquant des morphologies variées : la phonolite du Puy Griou (Fig. 43a) et du Roc d'Hozière (Fig. 43b), les pyroclastites laminées du Plomb du Cantal (Fig. 43c), le trachyte du dôme du Puy Mary (Fig. 43d), ou encore les coulées trachyandésitiques empilées du cirque de l'Impradine (Fig. 43f). Grâce à l'érosion glaciaire, les fonds de vallées ont été largement dénudés, dévoilant ainsi sur les parois des cirques glaciaires des empilements de coulées massives et de brèches jusqu'à 200 à 300 m d'épaisseur. Tel est le cas, par exemple, en fond de vallée de la Petite Rhue, sous le dôme du Puy Mary. Les empilements de fonds de cirques sont généralement sub-horizontaux (Fig. 43f), et il existe par endroit des discordances angulaires sous les crêtes sommitales (Fig. 43e). On observe également des dépôts

à pendage plus prononcés (Fig. 43c), vestiges des produits d'accumulation résultant de l'activité des dômes centraux.

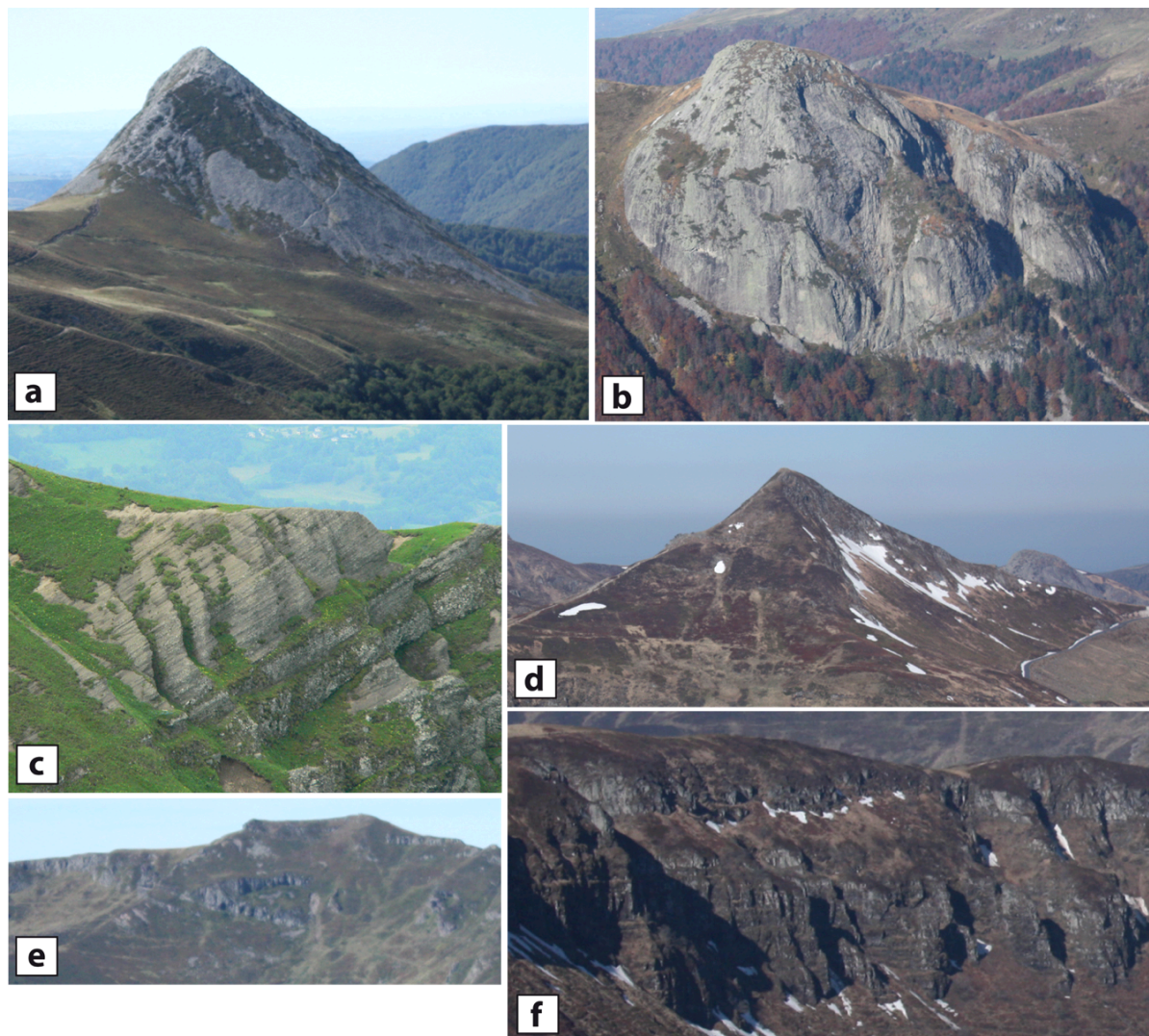


Figure 43 – Morphologies du Complexe Supérieur dans la zone centrale du massif du Cantal. a : dôme du Puy Griou ; b : dôme du Roc d'Hozière ; c : successions pyroclastiques du Plomb du Cantal ; d : dôme du Puy Mary ; e : discordances angulaires sur le flanc nord de la vallée de la Jordanne ; f : empilement de coulées à la brèche de Rolland.

II.2.1.5.2 Les faciès périphériques

En périphérie de la zone centrale, sur les pentes externes du massif, c'est-à-dire au delà d'environ 5 km du centre géographique du massif, le CS est constitué de l'empilement de successions d'événements éruptifs. Ceux-ci témoignent de cycles de construction et de destruction de dômes. L'épaisseur de l'unité diminue progressivement depuis les zones proximales vers la périphérie, depuis une centaine de m jusqu'à quelques m pour les dépôts les plus distaux. L'extension totale des

dépôts du complexe supérieur représente une zone relativement circulaire d'un rayon d'environ 20 km depuis le centre du massif (Fig. 42). Leur distribution radiale montre qu'ils proviennent tous de l'activité de dômes localisés au centre du massif. Les plus beaux exemples de la succession de ces dépôts forment des falaises comme celle de Cheylade (Fig. 44) dans la vallée de la Petite Rhue à 15 km du centre du massif, ou encore celle d'Alberoches (Fig. 45) dans la vallée de la Véronne à 14 km du centre du massif.



Figure 44 – La falaise de Cheylade (falaise du Chauvier), dans la vallée de la Petite Rhue, présente des successions de niveaux bréchiques et pyroclastiques organisés en cycles éruptifs.

Il existe différents types de dépôts en sein des successions éruptives :

(1) de fins niveaux cendreux du type déferlantes (surges), d'une épaisseur variable de quelques mm à quelques cm, qui représentent une activité fortement explosive lors de la croissance de dômes ;

(2) des niveaux de dépôts pyroclastiques plus ou moins riches en lithiques, de type nuées ardentes, d'une épaisseur variable de quelques cm à 1 m, qui représentent des épisodes explosifs lors de la croissance de dômes ;

(3) des dépôts bréchiques, d'une épaisseur variable de quelques dizaines de cm à quelques m, composés de clastes anguleux presque jointifs, de type avalanches de roches, qui témoignent de l'écroulement gravitaire de dômes lors de leur croissance ;

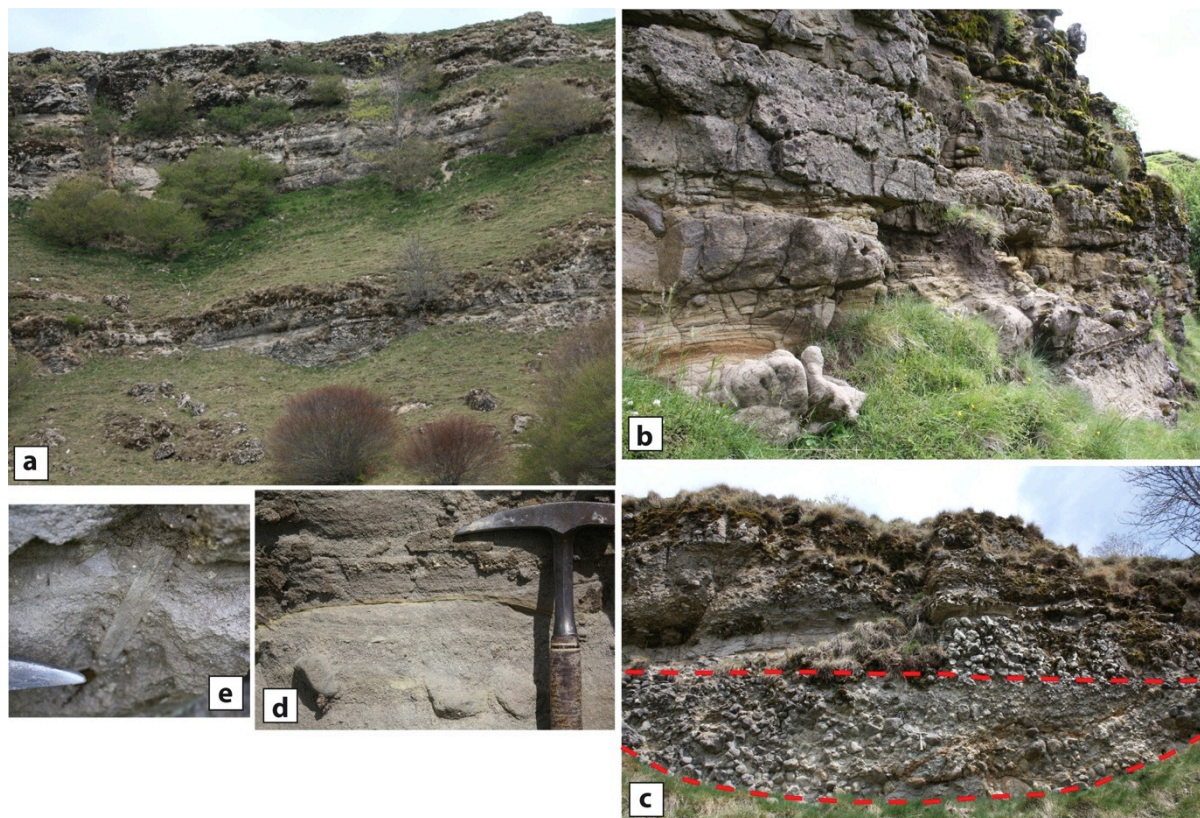


Figure 45 – La falaise d’Alberoche (a), dans la vallée de la Véronne, présente des successions de niveaux bréchiques et pyroclastiques (b) organisés en cycles éruptifs. Les dépôts issus de l’activité des dômes centraux sont remaniés par des lahars qui remplissent parfois des chenaux (c). Les niveaux pyroclastiques sont représentés par des niveaux ponceux dans lesquelles s’intercalent des dépôts de surges (d). Certains dépôts cendreux, probablement lacustres, ont fossilisés des espèces végétales (e).

(4) des dépôts d’écoulements bréchiques, d’une épaisseur variable de quelques dizaines de cm à quelques m, composés de 40 à 70 % de clastes d’origine volcaniques et de forme anguleuse à arrondie selon la distance à la source pour les écoulements de type lahars ; et > 70% de clastes anguleux à arrondis pour des écoulements de type coulée de débris. Ces dépôts témoignent du remaniement de brèches d’écroulement de dômes (avalanches de roches) ;

(5) des niveaux cendreux, probablement déposés en milieu lacustre, dans lesquels on observe des empreintes végétales fossiles.

Ainsi, ces dépôts successifs sont organisés en cycles relatant la croissance et la destruction de dômes de laves. Un cycle de croissance de dôme s’accompagne tout d’abord de surges et de nuées ardentes (1 et 2), puis par gravité le dôme est démantelé donnant naissance à des avalanches de roches (3). Lors d’épisodes de précipitations, ces dépôts successifs sont remaniés donnant naissance à des

coulées de débris et des lahars (4), marquant généralement la fin d'un cycle. Enfin, entre deux cycles de croissance de dômes, il existe des périodes de repos durant lesquelles se développent la faune et la flore dont on n'observe que les rares empreintes fossiles.

Noter que la falaise du Chauvier, au-dessus de Cheylade, avait été interprétée par Vidal (1998) comme entièrement constituée de coulées de débris, ce qui n'est pas en accord avec nos observations.

II.2.1.6 Les basaltes de plateau

Cette unité est constituée de coulées de lave basaltiques massives qui s'épanchent largement tout autour du massif, sur les pentes externes, donnant naissance à une morphologie régulière que l'on nomme « planèze ».

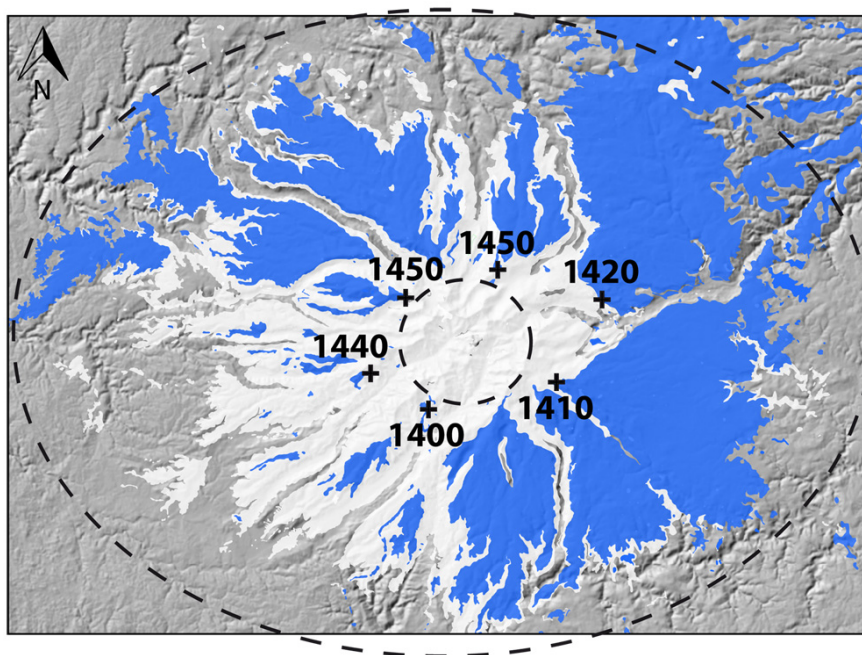


Figure 46 – Extension des planèzes formées par les basaltes de plateau. Les points de sortie des basaltes en périphérie de la zone centrale sont localisés à une altitude similaire (en m).

Les laves s'épanchent de façon radiale depuis les zones proximales centrales du massif jusqu'à plus de 40 km. Notons qu'il n'existe pas de laves basaltiques au centre du massif, c'est-à-dire dans un rayon d'environ 5 km depuis le centre géographique du massif (Fig. 46). L'extension nord-est des basaltes est interrompue par les coulées du plateau du Cézallier, mais comme nous le montrerons plus loin

dans ce manuscrit, les activités sont contemporaines et il est difficile d'établir une limite précise entre ces deux zones volcaniques. Par ailleurs, les planèzes sont moins présentes dans le secteur sud-ouest du massif du fait d'une érosion préférentielle par les vents dominants. Généralement, les coulées de lave massives prismées arment les crêtes des vallées incisées tout autour du massif (Fig. 47), y compris dans le secteur sud-ouest comme la Montagne d'Auriol, la Montagne de Rangouze ou encore le massif de l'Élancèze.



Figure 47 – Coulées de lave prismées formant les planèzes au-dessus de Laveissière, vallée de l'Alagnon.

L'empilement des coulées peut atteindre une épaisseur importante jusqu'à 100 m comme par exemple à Rochemonteix dans la vallée de la Petite Rhue. Les points de sortie des basaltes en zone proximale, tout au moins le contact entre l'unité du CS et les basaltes de plateau lorsque les centres éruptifs ne sont plus identifiables, sont distribués radialement autour du centre du massif et à une altitude similaire d'environ 1400 m (Fig. 46).



Figure 48 – Coulées prismées et ancien lac de lave à la jonction près de Neussargues (Vallée de l'Alagnon).

D'autres centres d'émission sont distribués au milieu des planèzes et à leur périphérie. Ceux-ci prennent la forme de cônes stromboliens que l'on reconnaît à leur neck ou à leur dépôts de pente, formés de niveaux de cendres et de lapilli au sein desquels s'intercalent des bombes volcaniques, comme par exemple au lieu dit La Carrière en bordure de la D3 dans le secteur nord-est du massif. Il existe également d'impressionnantes coulées de lave qui s'écoulent dans des paléo-dépressions au sein desquelles la lave s'accumule montrant une orientation plus ou moins radiale des prismes de refroidissement et dévoilant souvent un débit en lauze, comme par exemple près de Joursac à la jonction entre les vallées de l'Alagnon et d'Allanche (Fig. 48).

II.2.2 UNE SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE IDENTIQUE AUTOUR DU MASSIF

Les observations de terrain couplées aux observations des cartes géologiques de la périphérie du massif (Brousse et al., 1972 ; 1975 ; 1977 ; 1980 ; 1989 ; Goër de Herve et al., 1990 ; Burg et al., 1991) montrent qu'il existe une séquence stratigraphique identique tout autour du massif (Fig. 49), bien qu'il existe des divergences d'interprétation, dont la plus importante concerne la feuille de Saint-Flour (Goër de Herve et al., 1990) où les dépôts du GEB observés sur le terrain ont été interprétés la plupart du temps comme des faciès morainiques glaciaires.

Bien que les limites verticales des différentes unités soient parfois difficiles à déterminer à cause de la végétation ou de l'intense érosion glaciaire, on observe que la nature et la position relative des unités sont identiques tout autour du massif. A la base de la séquence, des coulées basaltiques massives, les basaltes infracantaliens, reposent sur le socle Hercynien cristallophyllien fracturé et sur les bassins sédimentaires Oligo-Miocène. Cela constitue le substratum du complexe éruptif différencié du Cantal majoritairement composé d'une succession d'unités bréchiques CTI/GEB/CS, au sein desquelles s'intercalent des niveaux ponceux qui précèdent stratigraphiquement le Grand Écoulement Bréchique. Le toit de la séquence est représenté par des coulées basaltiques massives qui s'épanchent sur les pentes externes du massif : les basaltes de plateau.

Cette séquence stratigraphique unique est néanmoins interrompue au centre du massif (Fig. 49), où les dépôts observés sont plus homogènes en nature,

montrant des niveaux bréchiques, au sein desquels s'intercalent des coulées trachyandésitiques massives, témoins des successions de construction et de destruction de dômes. La base de la séquence est constituée par la phase trachyandésitique initiale. Quant au toit, il est constitué par les actuels dômes et sommets du centre du massif, comme le Puy Mary (1783 m), le Puy Griou (1690 m) ou encore le Plomb du Cantal (1855 m) pour les plus connus.

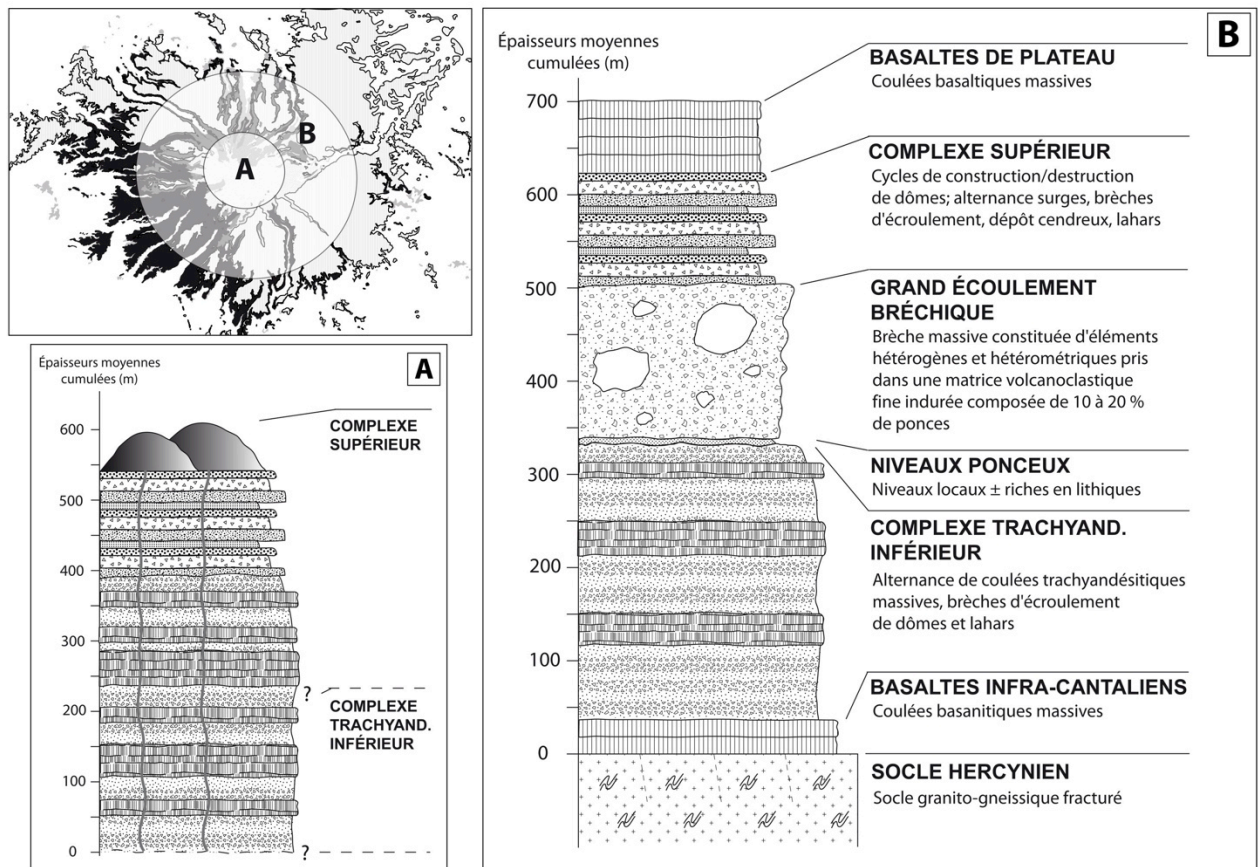


Figure 49 – Séquences stratigraphiques schématiques du massif du Cantal. La succession des unités est identique tout autour du massif (B), mais interrompue au centre du massif (A) où elle est différente. Noter que les sédiments Oligocène déposés sur le socle n'ont pas été illustrés ici.

Par ailleurs, lorsque l'on cumule l'épaisseur moyenne des unités observées, le log stratigraphique ne dépasse pas 700 m d'épaisseur. L'altitude moyenne du socle de l'ordre de 900 m dans la partie centrale du massif, avec un maximum d'environ 1000 m dans les vallées nord, et diminue fortement vers l'extrémité ouest du massif où elle n'est plus que d'environ 600 m.

II.2.3 GEOCHRONOLOGIE (DATATIONS K-Ar)

Les nouvelles données géochronologiques acquises au cours de notre étude apportent de nouvelles contraintes à la séquence stratigraphique définie ci-avant. Il existe déjà des centaines d'âges absolus sur le massif du Cantal dont il est nécessaire de faire le point au regard de l'interprétation qu'il en est fait et mais également de l'avancée des techniques de datation et ainsi, parfois, de leur fiabilité. En 1977, Baubron et Demange proposaient déjà un historique des datations K-Ar sur le Cantal étant donné l'évolution constante de l'interprétation que l'on en fait dans l'histoire éruptive du massif du Cantal. Afin de synthétiser de façon simple la présentation des âges issus de la bibliographie, nous intégrons à l'historique de Baubron et Demange (1977) les âges obtenus lors des études les plus récentes (Nehlig et al., 2001) ainsi que nos propres résultats (Fig. 50).

II.2.2.1 Le point sur les âges bibliographiques et leur interprétation

La plupart des âges existants ont été obtenus par la méthode de datation K-Ar sur roche totale impliquant des phases minérales susceptibles de contenir de l'Ar hérité. Néanmoins, ces âges restent globalement cohérents avec la période d'activité du massif établie dans les études les plus récentes.

L'une des premières études chronologiques (K-Ar), réalisée par Bellon et al. (1972), montre une très longue durée d'activité du massif du Cantal comprise entre 21 (voire 68) et 3,8 Ma. Cette étude est complétée de nouvelles datations réalisées par Baubron et Demange, entre 1974 et 1977, qui vont leur permettre d'établir une première histoire globale du massif. Ils distinguent une série saturée comprenant trois phases : un stratovolcan trachyandésitique de 11,2 à 8,2 Ma ; une phase effusive trachyandésitique entre 8,2 et 7,15 Ma, date à laquelle s'effondre une caldeira centrale ; des intrusions et coulées entre 7,15 et 6,8 Ma. Puis une série sous-saturée également en trois phases : une série basaltes alcalins à phonolites au centre du massif de 7,4 à 6,3 Ma ; un épisode similaire localisé au nord du massif de 7,4 à 5,7 Ma ; des émissions basaltiques de planèze de 6,8 à 5,5 Ma. Enfin, il existe un volcanisme basaltique terminal, que les auteurs relient à un volcanisme régional, de 5,5 à 2,9 Ma. L'âge le plus jeune correspond au sommet du Plomb du Cantal à 2,9 Ma. Dans le même temps, Brousse et al. en 1976 et Vatin-Pérignon et al. en

1977 proposent également une histoire basée sur des datations K-Ar (Fig. 50). Plus tard, la conception de la carte géologique de Murat, publiée en 2001 par Nehlig et al., a requis la mesure de 16 nouveaux âges K-Ar. La synthèse de l'histoire éruptive du Cantal, d'après l'interprétation de la géologie du centre du massif, a permis d'établir une durée d'activité du complexe comprise entre 13 et 2 Ma (Fig. 50).

Il existe également des âges Ar/Ar obtenus sur feldspaths, biotites et amphiboles, dont certains sur les dépôts pyroclastiques ponceux (Platevoet, 2000). Ces dépôts se sont mis en place entre $8,19 \pm 0,02$ Ma, âge d'un niveau ponceux dans la vallée de l'Alagnon, et $7,95 \pm 0,02$ Ma, âge de la nappe ponceuse de la Peyre del Cros.

II.2.2.2 Nouvelles données géochronologiques

De façon à contraindre temporellement les unités de la séquence stratigraphique du massif dans notre étude, 19 échantillons de lave ont été prélevés au sein des différentes unités en fonction de leur position et de leur signification géologique (Fig. 51). Après avoir été rigoureusement préparés, ils ont été datés selon la méthode K-Ar technique Cassignol-Gillot (cf. annexes). Les résultats sont présentés dans les tableaux 1 et 2.

L'âge des basaltes infra-cantaliens est contraint, dans le massif du Cantal, entre $12,77 \pm 0,28$ Ma (101CO), une coulée au fond de la profonde vallée de la Petite Rhue, au niveau du lac des Cascades, et $9,31 \pm 0,13$ Ma (101AX), l'une des coulées les plus récentes aux environs de Saint Flour. On date également une coulée à $9,54 \pm 0,14$ Ma (101L) et une autre à $11,2 \pm 0,17$ Ma (101AJ), toutes deux dans la vallée de la Petite Rhue.

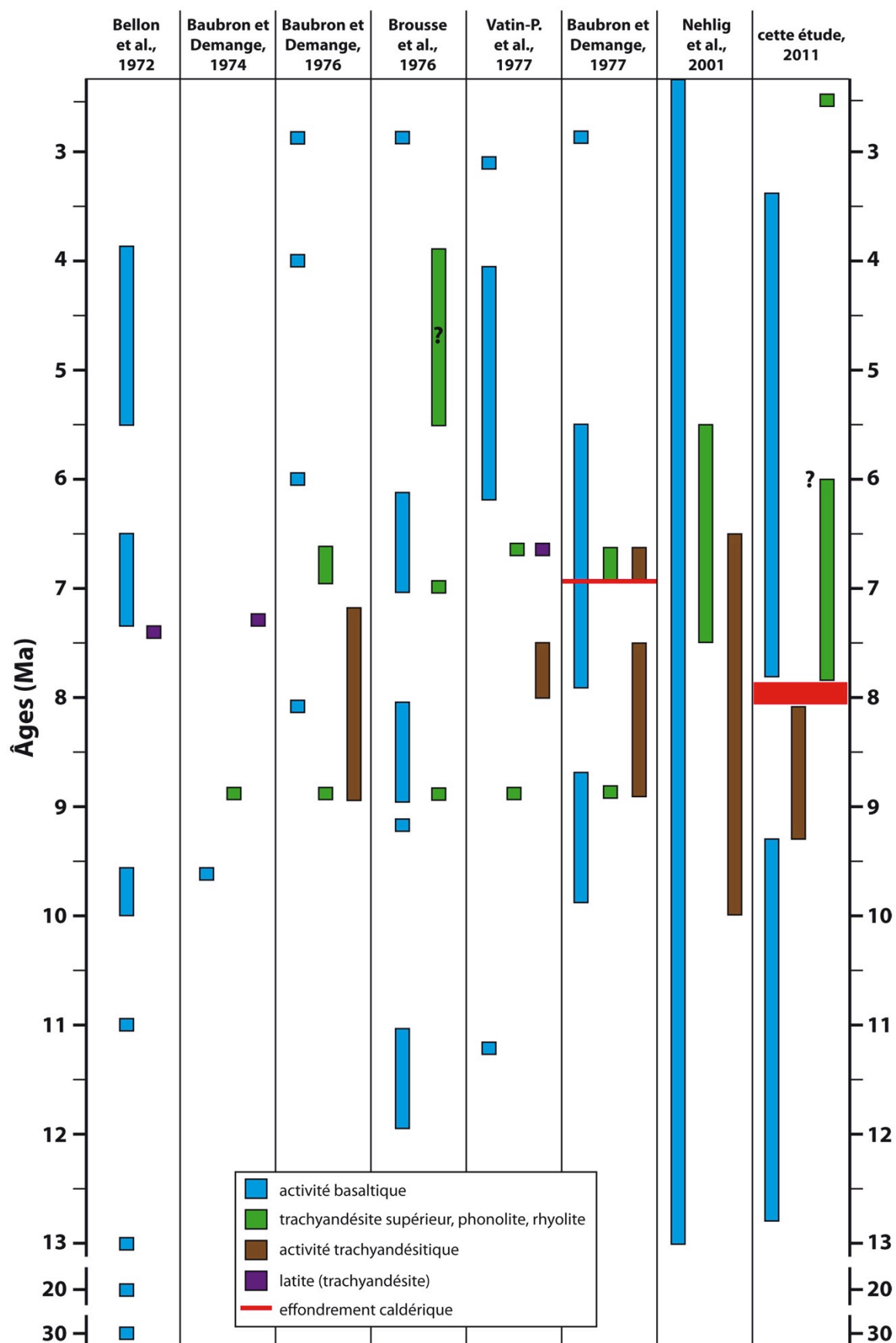


Figure 50 - Historique des datations K-Ar sur les laves du Cantal (modifié et adapté d'après Baubron et Demange, 1977).

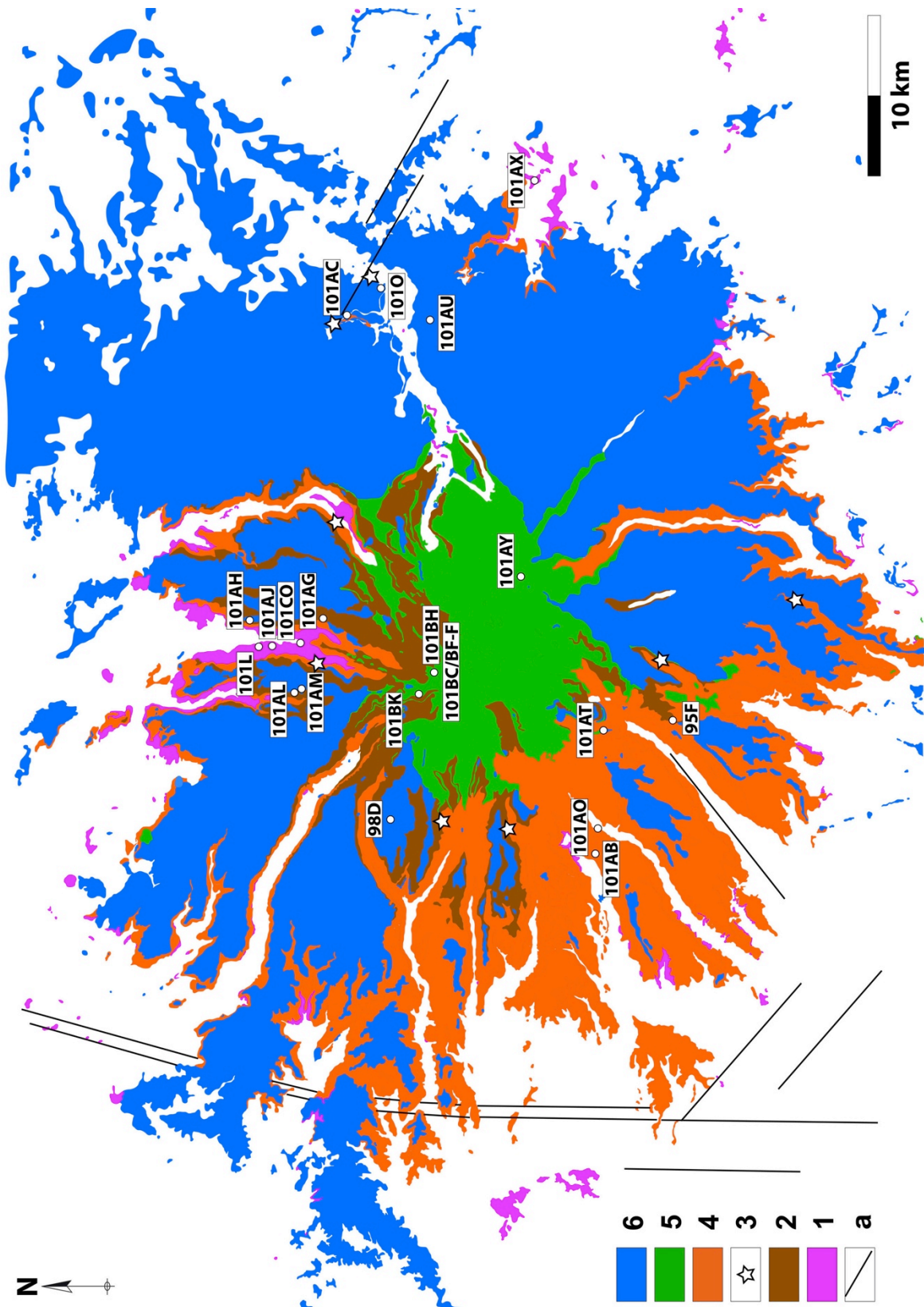


Figure 51 - Carte géologique simplifiée du massif du Cantal (modifiée d'après Leocat, 2006) et localisation des échantillons pour la datation K-Ar. 1 : basaltes infra-cantaliens ; 2 : Complexe Trachyandésitique Inférieur ; 3 : niveaux ponceux ; 4 : Grand Écoulement Brécheux ; 5 : Complexe Supérieur ; 6 : basaltes de plateau ; a : failles régionales.

On contraint temporellement le CTI entre $9,31 \pm 0,13$ Ma (101AX), l'une des plus récentes activités des basaltes infra-cantaliens, et $8,07 \pm 0,11$ Ma (101AG), l'une des plus récentes activités des dômes trachyandésitiques. Pour ce faire, on prélève au sein des niveaux de brèches d'écroulement de dôme, dans la vallée de la Petite Rhue, du matériel trachyandésitique sain. En théorie, la datation d'une brèche n'a pas de signification, excepté dans le cas présent puisque celle-ci est contemporaine de l'activité des dômes. Les échantillons prélevés sont datés sur mésostase. Par ailleurs, il existe en périphérie de cette zone volcanique des extrusions de nature trachytique, comme par exemple, dans la vallée du Goul dans le secteur sud du massif, que l'on date à $8,84 \pm 0,13$ Ma (95F). Ce qui renforce l'idée d'un champ de dômes, actifs durant environ 1,2 Ma au début du Miocène supérieur dans cette partie ouest du Massif Central.

L'âge du GEB a été déterminé grâce à la datation de coulées de trachyandésite massives ou de brèches trachyandésitiques d'écroulement de dômes (contemporain de l'activité des dômes). On encadre ainsi l'écoulement entre l'âge de l'activité la plus récente du CTI datée à $8,07 \pm 0,11$ Ma (101AG), et l'âge de la première activité attribuée au Complexe Supérieur datée à $7,80 \pm 0,11$ Ma (101AL). Il est possible de préciser cet intervalle de temps durant lequel s'est mis en place le GEB en prenant en compte les âge Ar/Ar des dépôts ponceux qui précèdent l'événement et qui terminent l'activité attribuée au CTI. L'âge le plus récent de ces dépôts ponceux est $7,95 \pm 0,02$ Ma (Platevoet, 2000). Ainsi, le Grand Écoulement Bréchré s'est mis en place dans un intervalle de temps compris entre $7,95 \pm 0,02$ et $7,80 \pm 0,11$ Ma.

L'âge d'un des premiers épisodes d'écroulement de dôme trachyandésitique du CS (contemporain de l'activité des dômes) a été mesuré à $7,80 \pm 0,11$ Ma (101AL). On date également un dépôt trachyandésitique, précédant les premiers basaltes de plateau qui arment les crêtes de la vallée de la Véronne, à $7,60 \pm 0,11$ Ma (101AM). La mesure de l'âge des reliefs centraux les plus récents est rendue difficile par le degré d'altération des laves. Néanmoins les âges les plus récents mesurés sur roche totale pour les dômes de centre sont d'environ 6 à 7 Ma, comme pour le Puy Griou daté à $6,60 \pm 0,25$ Ma (Cantagrel, 1995).

Les plus anciennes activités basaltiques de plateau du massif du Cantal ont été datées à $7,78 \pm 0,11$ Ma (101AB) proche du Col de Legal (secteur ouest) et à $7,27 \pm 0,10$ Ma (101AH) dans la vallée de la Petite Rhue. Ces activités anciennes, proches du centre du massif, sont donc contemporaines de l'activité du CS. Ensuite, il y a un regain d'activité, comme par exemple au niveau du Puy Violent situé à 4 km d'un départ de planèze que l'on date à $5,88 \pm 0,08$ Ma (98D). Les âges semblent alors indiquer une phase majeure d'activité basaltique autour de 5 Ma. A une distance d'environ 18 km du centre, on date une coulée proche du village de Chalinargues (secteur nord-est) à $5,37 \pm 0,08$ Ma (101AC), puis une autre à la Tour de Merdogne à $5,12 \pm 0,07$ Ma (101O). Puis on traverse la vallée de l'Alagnon pour dater un basalte localisé sur la partie nord de la planèze de Saint Flour à $5,24 \pm 0,07$ Ma (101AU). Ce qui tendrait à montrer une continuité spatiale entre la planèze sur laquelle est situé le village de Chalinargues et la planèze de Saint Flour, montrant ainsi l'incision post-activité de la vallée de l'Alagnon. Cet argument chronologique rejoint l'argument morphologique qui montre la continuité des planèzes basaltiques dans cette partie est du massif qui ne peut donc avoir été déstabilisée précédemment comme suggéré par les DAD cartographiés à l'est du massif par Nehlig et al. (2001).

Il semble ainsi que les basaltes les plus anciens (ca. 7,5 Ma) sont distribués dans une zone proximale du centre du massif, tandis que les plus récents (ca. 5 Ma) sont distribués au milieu de pentes externes du massif. Ce qui pourrait être le résultat d'une translation de l'activité basaltique vers la périphérie du massif, de façon radiale, et selon des fractures de direction régionale. Il existe, par ailleurs, une activité basaltique bien plus récente localisée au sommet du Plomb du Cantal, à $3,43 \pm 0,05$ Ma (101AY), qui semble traduire plutôt une reprise tardive d'activité au centre du massif.

Par ailleurs, la datation du Puy Mary a révélé des âges très différents (Fig. 52): un premier échantillon de trachyte prélevé à mi-pente du dôme, côté nord, a donné un âge sur mésostase de $2,49 \pm 0,03$ Ma (101BC) qui est cohérent avec la datation de feldspaths provenant du même échantillon datés à $2,56 \pm 0,03$ Ma (101BC-F). Un deuxième échantillon de trachyte prélevé au sommet du dôme a donné un âge de $7,86 \pm 0,11$ Ma (101BH). Dans la littérature, l'âge du Puy Mary est

donné à $6,45 \pm 0,09$ Ma sur feldspaths (Nehlig et al., 2001). Il existe plusieurs hypothèses quant à cette importante différence d'âge :

(1) le dôme s'est formé en deux temps et l'échantillon 101BC est l'âge de la protusion la plus récente, mais la morphologie du dôme ne représente pas deux événements comme on peut l'observer sur le Puy de Dôme (Chaîne des Puys) bien que celui-ci soit bien plus jeune.

(2) le dôme est recoupé par des dykes orientés N-S à N20, qui sont, de fait, plus récents. En théorie, la datation d'un dyke devrait nous donner un âge plus vieux que la formation qu'il alimente. Mais ici, les dykes recoupent nettement le dôme de façon à ce qu'on ne puisse pas les attribuer directement à sa formation. Il n'est donc pas étonnant de trouver ici un âge non seulement différent mais aussi plus jeune que celui du dôme.

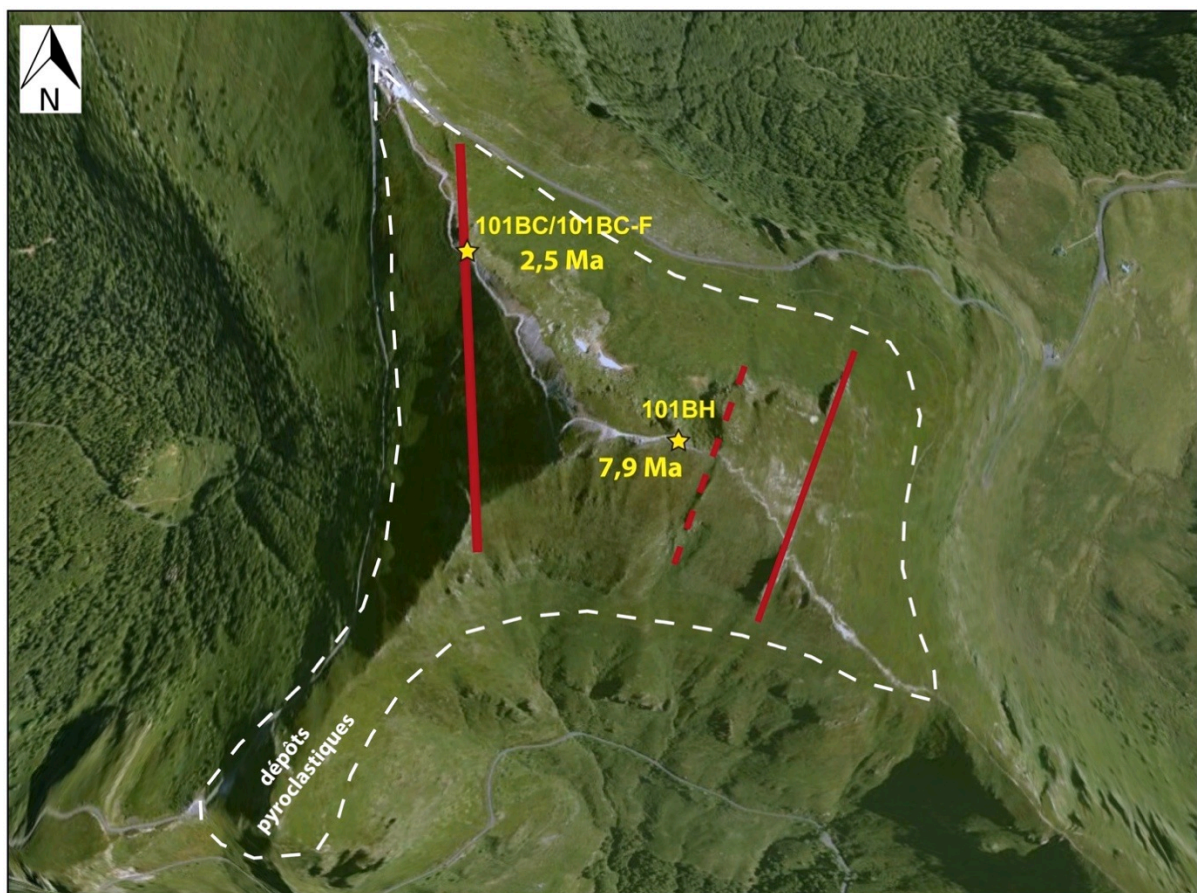


Figure 52 – Le dôme trachytique du Puy Mary est découpé par des dykes (en rouge) dont l'âge est plus récent (modifié d'après image Google Earth 2011).

Cette activité très récente, datée à environ 2,5 Ma est particulièrement atypique mais pas aberrante puisqu'il existe aussi un âge relativement jeune mesuré au sommet du Plomb du Cantal à $3,43 \pm 0,05$ Ma (101AY). D'autant que ces deux remontées magmatiques ne sont pas si éloignées et sont toutes deux localisées dans la zone centrale du massif du Cantal. Il existe également une activité contemporaine à environ 2 Ma dans le Sillon Houiller bordant le nord-ouest du Cantal, et à environ 3 Ma sur le plateau du Cézallier bordant le nord-est du Cantal.

Par ailleurs, l'âge du Puy Mary donné dans la littérature à $6,45 \pm 0,09$ Ma (non localisé) (Nehlig et al., 2001), pourrait être attribué éventuellement à une intrusion d'âge intermédiaire.

Tableau 1 - Datation K-Ar de laves du massif du Cantal. Toutes les laves sont datées sur mésostase sauf l'échantillon 101BC-F. L'échantillon 95F a été prélevé et mesuré par Leocat (2006).

Échantillon	Localisation	Coordonnées	K (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ 10^{13} (at/g)	Age (Ma) $\pm 1 \sigma$	Age moyen (Ma) $\pm 1 \sigma$
Basaltes infra-cantaliers							
101CO	Vallée de Cheylade	N45°11,311' E02°42,627'	0,727	4,7 7,8	0,99 0,96	12,97 \pm 0,33 12,57 \pm 0,24	12,77 \pm 0,28
101AJ	Vallée de Cheylade	N45°11,056' E02°41,959'	0,991	18,7 24,6	1,18 1,16	11,35 \pm 0,17 11,18 \pm 0,16	11,26 \pm 0,17
101L	Vallée de Cheylade	N45°14,125' E02°42,356''	2,831	57,3 57,2	2,84 2,82	9,57 \pm 0,14 9,51 \pm 0,13	9,54 \pm 0,14
101AX	Saint Flour	N45°01,528' E03°05,797'	2,207	66,7 61,2	2,13 2,17	9,22 \pm 0,13 9,39 \pm 0,13	9,31 \pm 0,13
Complexe Trachyandésitique Inférieur							
95F	Vallée du Goul	N44°57,969' E02°39,786'	5,331	93,4 92,7	4,94 4,92	8,56 \pm 0,12 8,82 \pm 0,12	8,84 \pm 0,12
101AO	Vallée de la Jordanne	N45°03,427' E02°36,806'	4,120	12,3 11,8	3,76 3,83	8,72 \pm 0,14 8,89 \pm 0,15	8,81 \pm 0,14
101AT	Col du Perthus	N45°03,627' E02°40,813'	2,985	42,8 25,7	2,57 2,60	8,21 \pm 0,12 8,32 \pm 0,12	8,27 \pm 0,12
101AG	Vallée de Cheylade	N45°11,464' E02°43,101'	3,867	60,7 56,4	3,29 3,24	8,14 \pm 0,12 8,01 \pm 0,11	8,07 \pm 0,11
Complexe Supérieur							
101BH	Puy Mary	N45°06,560' E02°40,589'	3,802	94,8 93,1	3,14 3,12	7,89 \pm 0,11 7,84 \pm 0,11	7,86 \pm 0,11
101AL	Vallée de la Véronne	N45°11,988' E02°39,939'	3,202	85,8 70,0	2,58 2,61	7,71 \pm 0,11 7,80 \pm 0,11	7,80 \pm 0,11
101BK	Roc d'Hozière	N45°06,854' E02°38,609'	5,106	94,7 87,0	4,11 4,09	7,70 \pm 0,11 7,66 \pm 0,11	7,68 \pm 0,11
101AM	Vallée de la Véronne	N45°11,988' E02°39,939'	4,033	85,2 85,9	3,19 3,22	7,57 \pm 0,11 7,64 \pm 0,11	7,60 \pm 0,11
101BC	Puy Mary	N45°06,703' E02°40,408'	5,193	77,0 81,8	1,35 1,35	2,48 \pm 0,03 2,49 \pm 0,03	2,49 \pm 0,03
101BC-F	Puy Mary (feldspaths)	N45°06,703' E02°40,408'	1,393	52,5 60,8	3,72 3,72	2,56 \pm 0,03 2,56 \pm 0,03	2,56 \pm 0,03

Tableau 2 - Datation K-Ar des basaltes de plateau du massif du Cantal et de l'activité tardive au Plomb du Cantal (101AY). Toutes les laves sont datées sur mésostase. L'échantillon 98D a été prélevé et mesuré par Leocat (2006).

Échantillon	Localisation	Coordonnées	K (%)	40Ar* (%)	40Ar* 10 ¹³ (at/g)	Age (Ma) ± 1 σ	Age moyen (Ma) ± 1 σ
Basaltes de plateau							
101AB	Col de Legal	N45°03,768' E02°34,659'	2,436	85,8 81,7	1,98 2,02	7,76 ± 0,11 7,80 ± 0,11	7,78 ± 0,11
101AH	Vallée de Cheylade	N45°12,230' E03°43,643'	1,465	74,2 47,2	1,11 1,12	7,25 ± 0,10 7,28 ± 0,10	7,27 ± 0,10
98D	Puy Violent	N45°07,772' E03°35,366'	1,601	55,9 72,5	0,98 0,86	5,88 ± 0,08 5,89 ± 0,08	5,88 ± 0,08
101AC	Saint Anastasie	N45°09,584' E03°58,832'	1,127	52,4 49,0	0,63 0,63	5,36 ± 0,08 5,37 ± 0,08	5,37 ± 0,08
101AU	Planèze Saint Flour	N45°06,428' E02°00,251'	1,793	81,8 67,9	0,97 0,99	5,18 ± 0,07 5,29 ± 0,07	5,24 ± 0,07
101O	Tour de Merdogne	N45°08,459' E03°00,126'	1,734	77,4 68,5	0,92 0,93	5,09 ± 0,07 5,14 ± 0,07	5,12 ± 0,07
101AY	Plomb du Cantal	N45°03,532' E02°45,681'	1,765	50,8 47,3	0,64 0,63	3,45 ± 0,05 3,41 ± 0,05	3,43 ± 0,05

II.2.2.3 Comparaison des études géochronologiques : discussion

Les données géochronologiques acquises au cours de notre étude sont cohérentes avec la période d'activité du massif établie par les auteurs précédents. Mais l'interprétation de ces données diverge quant à la durée d'activité et les limites temporelles des événements éruptifs de l'histoire du massif. La discussion des âges précédents est néanmoins limitée par leur fiabilité, notamment les âges mesurés en roche totale.

Les études géochronologiques les plus récentes affirment l'existence d'un stratovolcan trachyandésitique qui se serait édifié entre 10 et 6,5 Ma, avec une phase paroxysmale entre 8,5 et 7 Ma (Nehlig et al., 2001). Tout d'abord, considérant l'âge moyen des glissements de flancs proposés vers 7 Ma, la durée de vie du stratovolcan initial est d'environ 3 Ma avant déstabilisation. Cette durée d'activité n'est pas compatible avec celle d'un stratovolcan qui n'excède généralement pas 500 000 ans (Davidson et De Silva, 2000). D'autre part, il apparaît au cours de cette édification initiale, entre 10 et 6,5 Ma (Nehlig et al., 2001), un changement radical de

type de dépôts entre un complexe trachyandésitique homogène en nature (que nous datons entre 9,3 et 8,1 Ma) et un complexe supérieur constitué de dépôts successifs hétérogènes et d'extrusions phonolitiques (que nous datons entre 7,8 et environ 6 Ma). Nous datons la transition entre ces unités vers 8 Ma. Il est donc peu probable qu'il se soit édifié un stratovolcan unique, affecté par des glissements de flancs, dans une période aussi longue avec des faciès si différents. Baubron et Demange (1977) avaient déjà limité temporellement la fin d'un complexe cantalien initial à environ 7,5 Ma, en excluant les phases plus récentes dont la nature pétrographique évolue jusqu'aux phonolites (Fig. 50).

D'autre part, Nehlig et al. (2001) proposent une activité basaltique continue entre 13 et 2 Ma. Tandis que les auteurs précédents interrompent l'activité basaltique durant environ 1 Ma, à des périodes différentes mais proches, à partir de 8 (Brousse et al., 1976) ou 9 Ma (Baubron et Demange, 1977). Cette interruption est corroborée par nos données géochronologiques puisque les basaltes dits infra-cantaliens qui s'écoulent directement sur le socle n'apparaissent plus après 9,3 Ma. Puis la couverture basaltique du massif débute à 7,8 Ma jusqu'à environ 5 Ma avec une reprise isolée et tardive d'activité dans le zone centrale à 3,4 Ma.

II.3 UNE CALDEIRA CENTRALE

Tout d'abord, il est nécessaire de définir les termes qui vont être utilisés au cours de cette étude. Un « effondrement volcano-tectonique » (VT) est une zone de faiblesse du socle résultant d'une tectonique régionale active ou héritée et d'une activité volcanique. Une « caldeira » est un effondrement de forme circulaire ou elliptique résultant de la vidange instantanée ou progressive d'un réservoir magmatique et qui présente la plupart du temps la morphologie d'un cratère. Les caldeiras pouvant être dans certains cas la conséquence d'un effondrement VT.

L'existence d'une fosse d'effondrement VT au niveau du massif du Cantal a déjà été évoquée par Brousse et al. dans les années 1960 au travers de nombreux travaux qu'il dirigea, et qui démontrent une différence de stratigraphie entre la périphérie et le centre du massif. Cette structure VT évoquée a été vérifiée grâce aux résultats de campagnes de prospections géophysiques. La première d'entre elles concernait la morphologie du socle du massif (Vatin-Pérignon et Michel, 1966) (Fig. 53): la prospection géoélectrique a révélé une succession de terrains caractérisés par leur faible résistivité. Les données montrent la présence de terrains homogènes au centre du massif et un enfoncement très rapide du socle au sein de la zone centrale du massif d'après un profil réalisé dans la vallée de la Jordanne, suggérant l'existence d'une fosse d'effondrement. La seconde campagne, plus récente, a utilisé des méthodes géoélectriques et magnétiques (Aubert et al., 1982) (Fig. 54): les données révèlent une structure VT dont les directions sont parallèles à celles du horst de la Margeride et qui est remplie de formations magnétiques caractérisées par une faible résistivité. Ces formations sont interprétées comme des formations pyroclastiques homogènes en nature imprégnées d'eau. Ceci peut-être lié à l'altération hydrothermale des dépôts qui remplissent la dépression caldérique. En effet, l'agencement structural du fond d'une caldeira, lorsque celui-ci est très fracturé, constitue un vecteur préférentiel de la remontée de fluides d'altération hydrothermale (e.g. Coppo et al., 2008). Ainsi, ces deux études montrent la présence au centre du massif d'un matériel présentant une même valeur de faible résistivité, que l'on ne trouve pas en périphérie, dont les limites spatiales coïncident avec les directions tectoniques régionales. Ces observations montrant l'homogénéité du matériel volcanique constituant la zone centrale sont incompatibles avec l'existence d'un

stratovolcan déstabilisé avec reconstruction d'un édifice au sein d'une loupe de glissement comme proposé dernièrement (Cantagrel, 1995 ; Vidal, 1998 ; Nehlig et al., 2001). Il existe là assez d'observations pour poursuivre l'étude et prouver la présence d'une caldeira centrale sur le massif du Cantal. Nous consacrons donc cette partie de notre étude à énumérer les arguments stratigraphiques, structuraux et morphologiques en faveur d'une caldeira centrale.

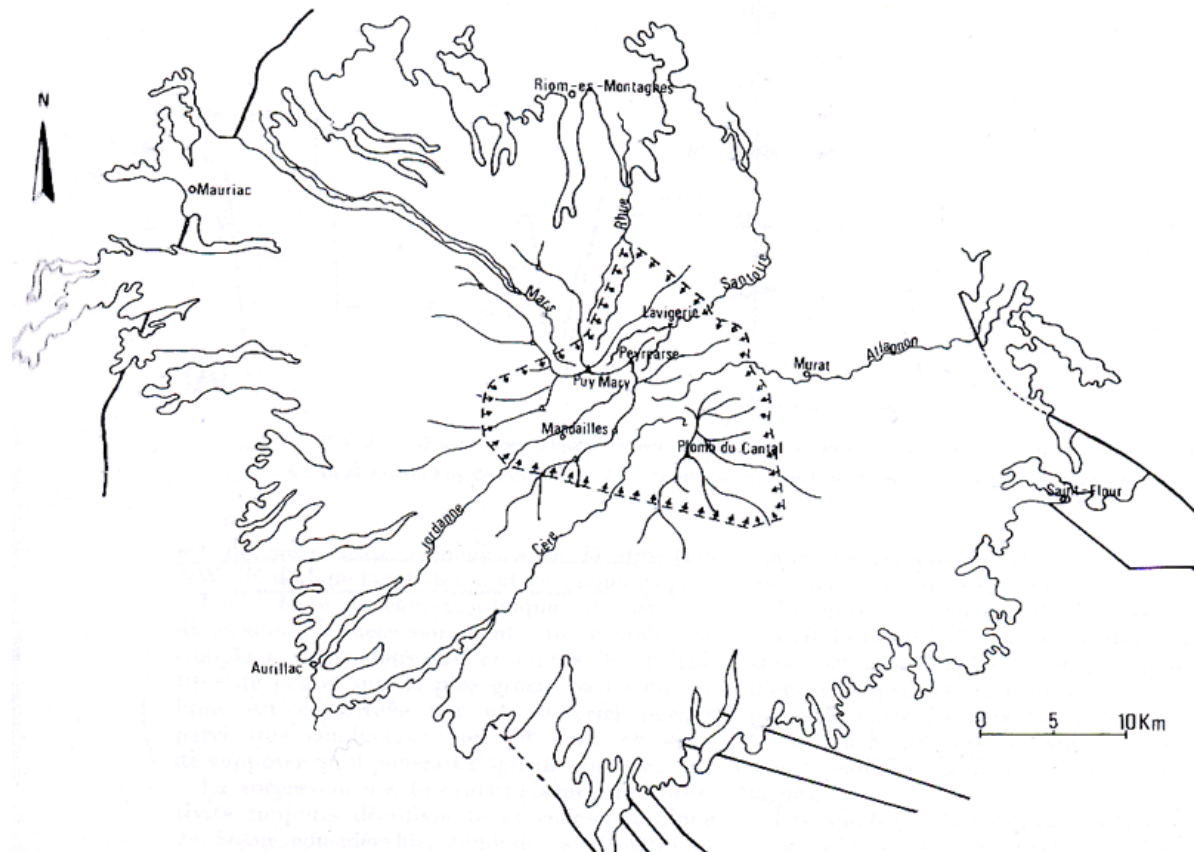


Figure 53 – Emplacement de la fosse d'effondrement volcano-tectonique sous le massif du Cantal (Vatin-Pérignon et Michel, 1966)

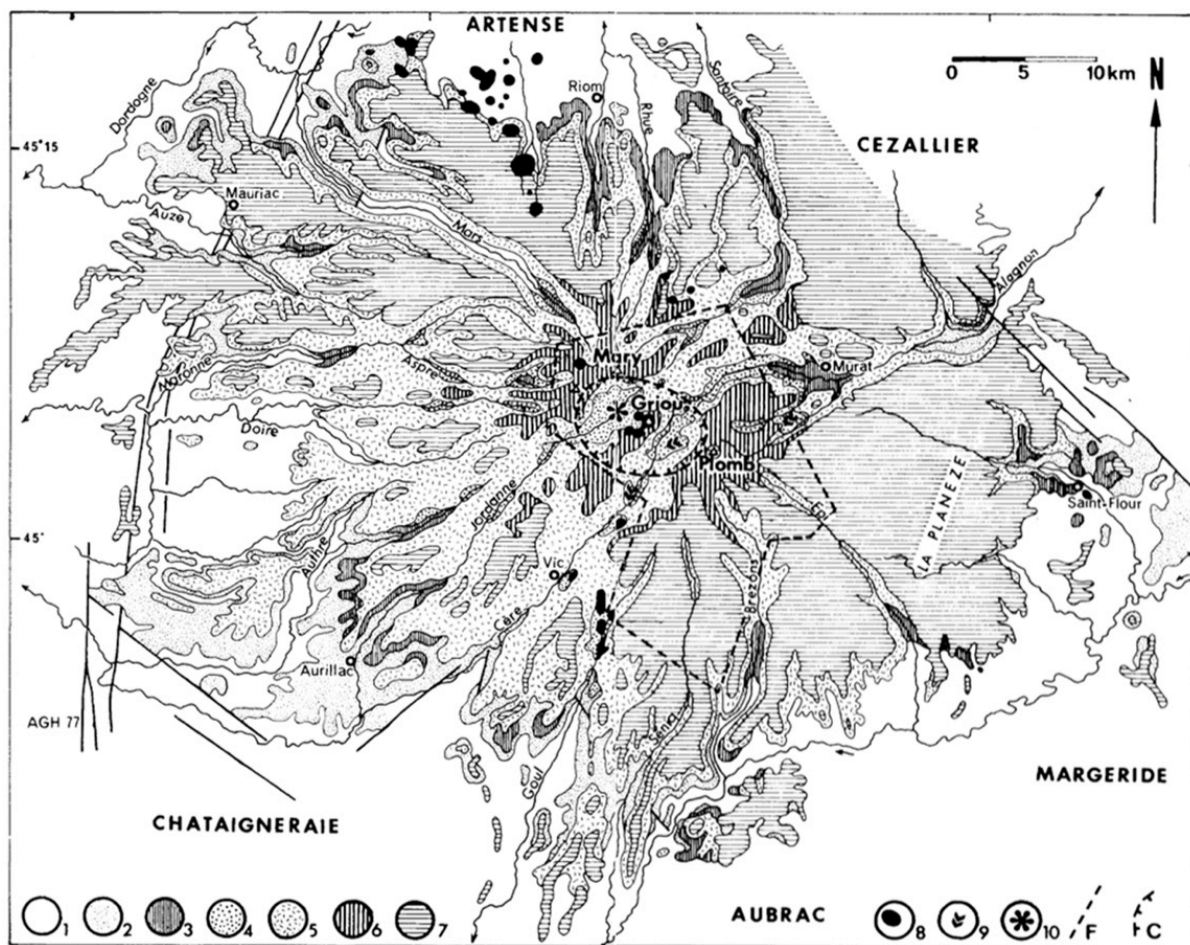


Figure 54 – Limites de la fosse volcano-tectonique (F) et de la caldeira du paléo-Cantal (C) (Aubert et al., 1982) (1 : socle Hercynien ; 2 : sédiments tertiaires ; 3 : basaltes Miocène ; 4 : paléo-Cantal trachytique ; 5 : trachyandésites néo-Cantal ; 6 : « andésites » sommitales incluant latites et téphrites ; 7 : basaltes terminaux ou planèzes ; 8 : phonolites et trachytes alcalins ; 9 : rhyolites ; 10 : gabbros et monzonites du fond de la vallée de la Jordanne).

II.3.1 ÉVIDENCES STRATIGRAPHIQUES ET MORPHOLOGIQUES

II.3.1.1 Une séquence stratigraphique interrompue au centre du massif

Comme décrit précédemment, la stratigraphie entre le centre et la périphérie du massif ne présente pas la même succession des unités.

- A moins de 5 km de distance du centre géographique du massif, la séquence stratigraphique est composée de l'empilement des coulées et brèches trachyandésitiques du CS, avec à sa base les dépôts du CTI, constitué de dépôts majoritairement bréchiques et homogènes, que l'on observe dans le fond des vallées glaciaires comme dans le cirque de l'Impradine (Fig. 55). Au toit de la séquence reposent les dômes et les reliefs actuels. Le centre du massif est ainsi relativement

homogène en nature et en type de dépôts, c'est-à-dire des empilements de coulées et de brèches trachyandésites.

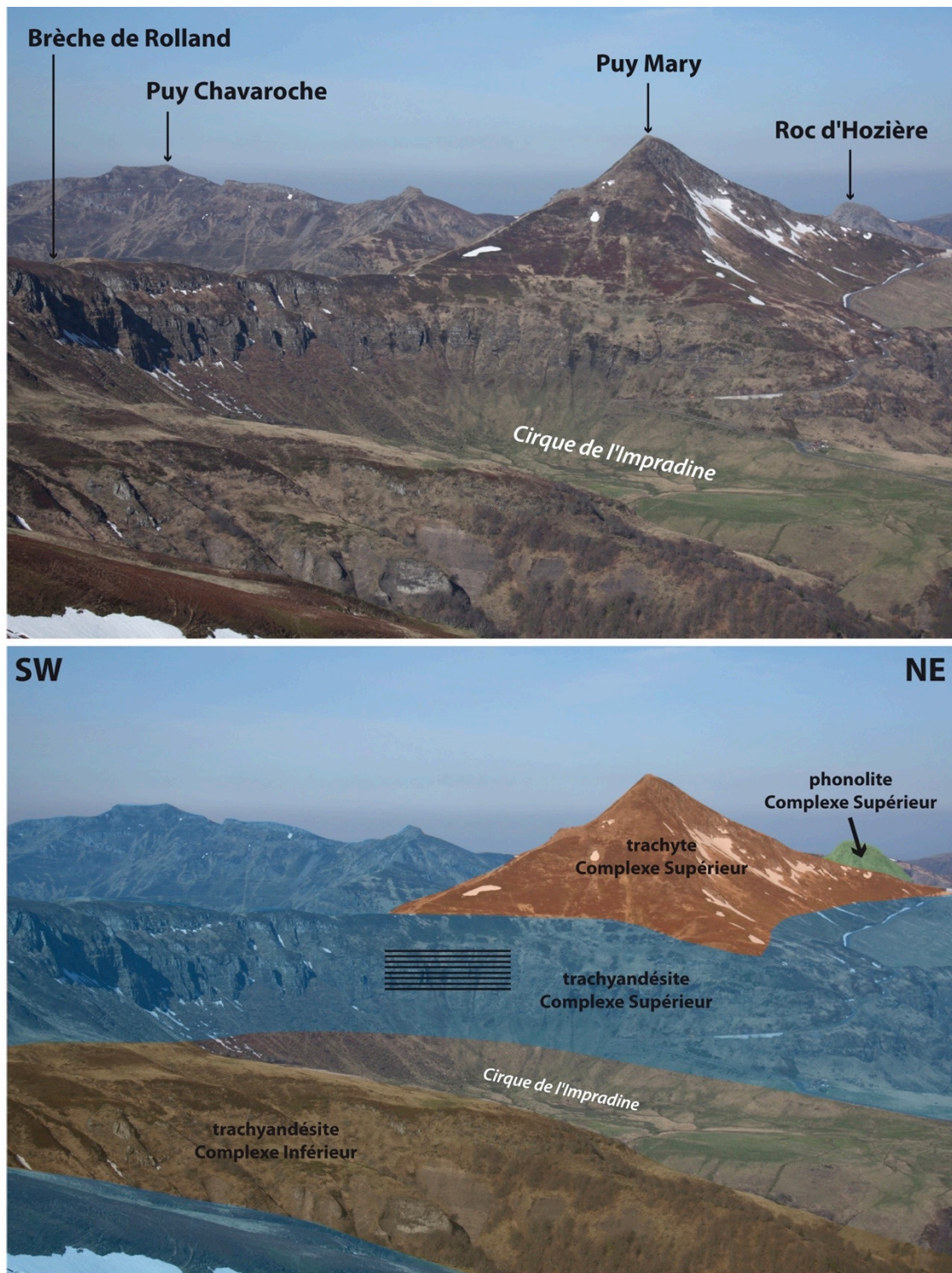


Figure 55 – Au centre du massif, le Complexe Supérieur montre des structures de remplissage horizontales, soit un empilement de coulées trachyandésitiques avant l'apparition des dômes récents plus différenciés. En fond de cirque, les affleurements ne montrent pas de structures de remplissage mais une succession de niveaux pyroclastiques trachyandésitiques correspondant au Complexe Trachyandésitique Inférieur.

- A une distance comprise entre 5 et 15 km depuis le centre du massif, la séquence stratigraphique est complète depuis les basaltes infra-cantaliens (parfois déjà le socle) et les basaltes de plateau en passant par les unités bréchiques successives (CTI/GEB/CS). Cette séquence est identique tout autour du massif.

- A une distance supérieure à 15 km du centre du massif, le CTI et le CS disparaissent de la séquence, ne laissant affleurer que quelques basaltes infra-cantalien et le Grand Écoulement Bréchique qui est directement surmonté par les basaltes de plateau.

On prend l'exemple des deux vallées qui incisent profondément le massif du Cantal (Fig. 56) : la vallée de la Cère au sud-ouest et la vallée de l'Alagnon à l'est. Ces vallées, à l'origine glaciaire à fond plat, ont été surcreusées par les rivières qui leur donnent leur nom. Dans la vallée de la Cère, la limite entre la séquence stratigraphique du centre et la périphérie se localise aux environs de Saint-Jacques-les-Blats. En amont du village on observe d'importants niveaux de brèches monogéniques trachyandésitiques représentant le complexe inférieur surmontant le socle, sur lesquelles reposent les successions pyroclastiques et de remaniements du complexe supérieur chapeautées par le Puy Griou. Tandis qu'en aval du village apparaît pour la première fois le facies hétérogène du Grand Écoulement Bréchique. L'érosion intense du flanc sud-ouest du massif, par effet de Foehn, a considérablement réduit l'observation des basaltes de plateau qui surmontent la séquence en périphérie, mais que l'on observe encore au sommet des crêtes qui séparent l'amont des vallées ouest. En revanche, ceux-ci s'observent aisément en vallée de l'Alagnon, près de la ville de Murat, où l'unité des basaltes de plateau est représentée par d'impressionnants necks (Chastel-sur-Murat, Rocher Bonnevie, Rocher de Bredons). Ceux-ci surmontent en sortie est de la ville un important dépôt du GEB de près de 150 m d'épaisseur. La limite entre les séquences stratigraphiques centrale et périphérique en vallée de l'Alagnon est localisée environ 6 km en amont de la ville de Murat à la longitude du village de Fraisse-Haut.

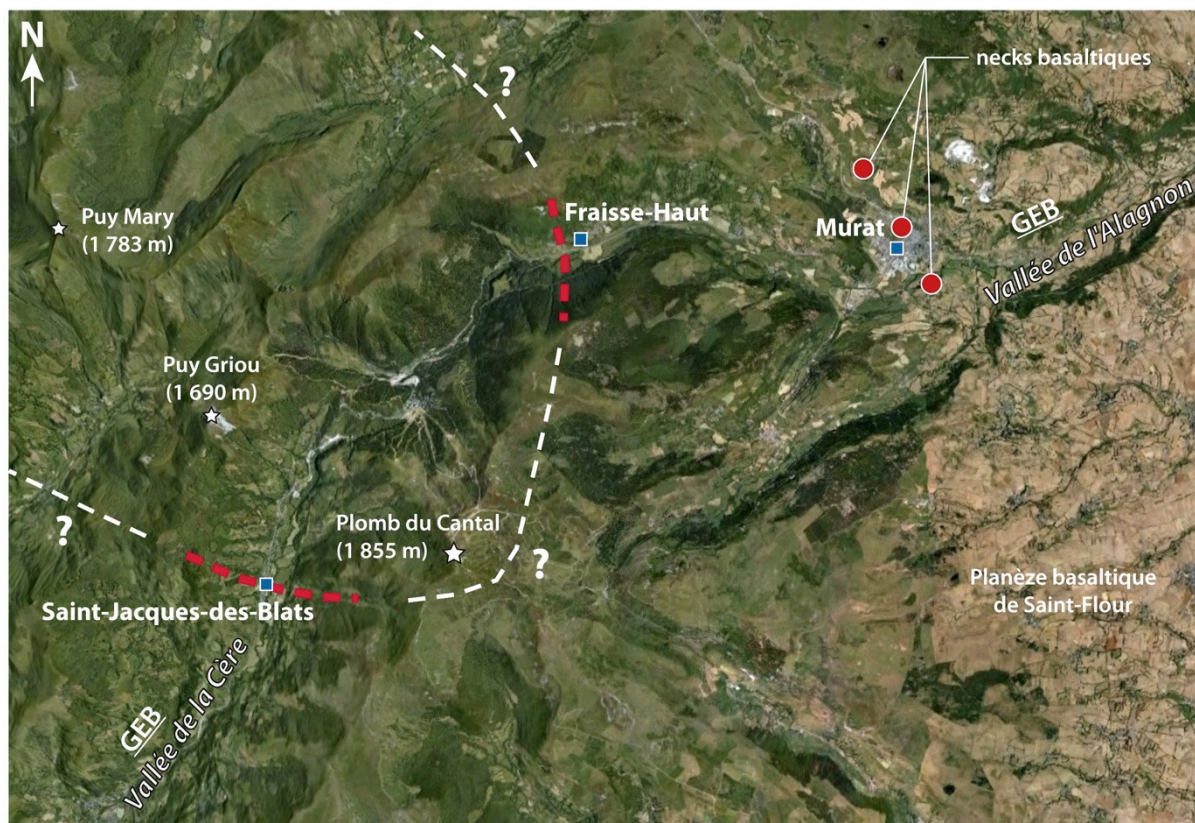


Figure 56 – Limites (tiretets rouges) marquant une différence de séquence stratigraphique entre la périphérie du massif et son centre au sein duquel les dépôts de GEB et les basaltes sont absents (image Google Earth 2011).

La différence de succession des unités, entre le centre et la périphérie du massif, constituant la séquence stratigraphique du Cantal, révèle ainsi l'existence d'une structure centrale limitée dans l'espace. Ce qui n'aurait pas été le cas en présence d'une loupe de glissement de flanc dont la forme en fer à cheval n'aurait pas permis une telle géométrie des successions stratigraphiques. Lorsque l'on relie les limites observées à l'est du massif, on délimite une zone elliptique (Fig. 56) dont nous allons définir les limites dans la suite de ce chapitre. On compare ainsi aisément les logs stratigraphiques entre le centre et la périphérie que l'on relie par les débordements du complexe supérieur à l'extérieur de la zone centrale, soit à l'extérieur de la caldeira (Fig. 57).

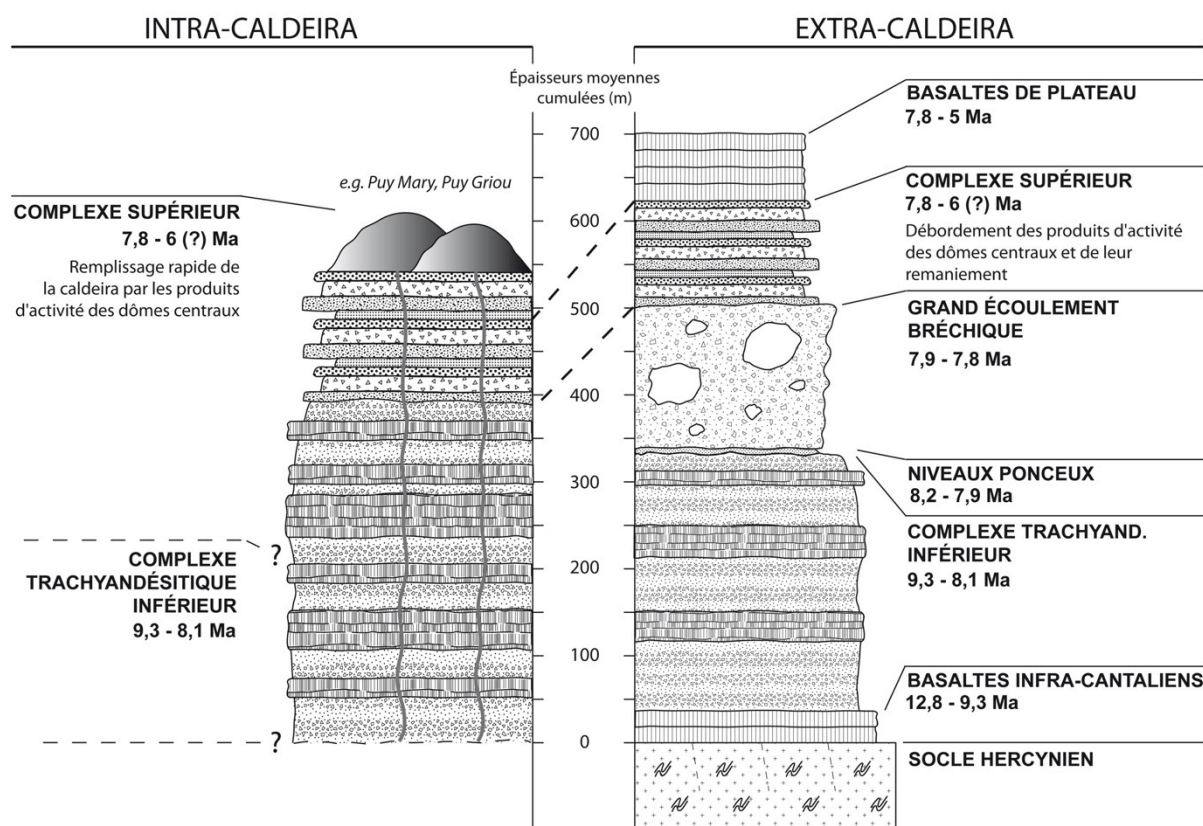


Figure 57 – La différence de stratigraphie entre le centre et la périphérie du massif révèle une structure centrale de type caldeira.

II.3.1.2 Une répartition logique des centres éruptifs et des produits associés

Les observations de terrain couplées à la lecture des cartes géologiques du massif montrent que la différence de séquence stratigraphique coïncide tout d'abord avec la source du GEB, interprété précédemment comme des DAD, mais également avec les points de sortie des basaltes de plateau, et ce tout autour du centre du massif (Fig. 58). Ceux-ci matérialisent le départ des planèzes et sont distribués tout autour du centre du massif à une altitude similaire d'environ 1 400 m. Les basaltes de plateau nappent ainsi le complexe différencié et fixent la morphologie régulière des pentes externes du massif conférée par le GEB. Ces observations sont en contradiction avec l'hypothèse de glissements de flancs successifs (Cantagrel, 1995 ; Nehlig et al., 2001 ; Arnaud et al., 2002) : si tel était le cas, l'activité ultérieure se serait concentrée dans les structures de glissement en fer à cheval (e.g. Hildenbrand et al., 2004; Manconi et al., 2009; Carracedo et al., 2011; Boulesteix et al., 2011), résultant en un complexe éruptif dissymétrique incompatible avec la morphologie régulière des planèzes observée actuellement.

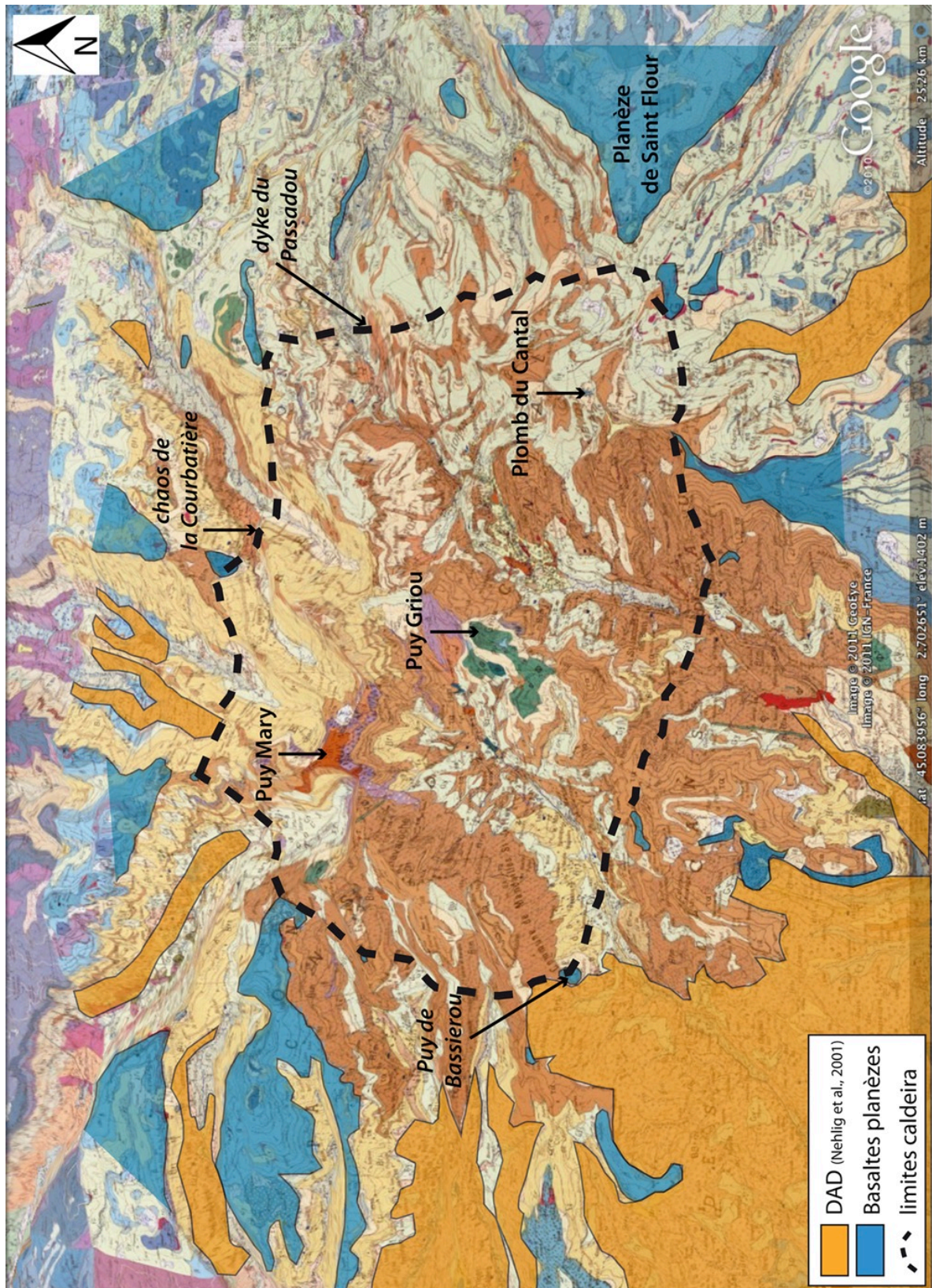


Figure 58 - Vue 3D des limites de la caldeira qui coïncident avec les points de sortie des basaltes de plateau et avec la source des brèches interprétées précédemment par Nehlig et al. (2001) comme des DAD. Le fond de carte géologique est extrait de la feuille de Murat (Nehlig et al., 2001).

Par ailleurs, on observe au centre du massif, des structures dites de remplissage, représentées par des empilements laviques au pendage horizontal (Fig. 59) qui semblent venir butter contre un relief en périphérie de la zone centrale. Notons qu'il est impossible de retrouver des empilements horizontaux dans une loupe de glissement de flanc où ils auraient été pentés (e.g. Carracedo et al., 2011; Boulesteix et al., 2011). Les pendages des niveaux de produits éruptifs, comme par exemple sur les parois du fond de la vallée de la Petite Rhue, tendent à s'horizontaliser vers le départ des planèzes basaltiques. Morphologiquement, on peut comparer cette observation à une sédimentation en éventail au sein d'un demi-graben. Ainsi, selon un profil S-N par exemple (Fig. 59), sous le Puy de la Tourte les pendages sont d'environ 20°N, puis il tendent vers 0°N aux environs du Suc de la Blatte, pour finalement reprendre une valeur de 10°N au départ des planèzes basaltiques. Il y a donc une rupture de pente au voisinage des premiers basaltes de plateau montrant la présence d'un obstacle vertical, d'une paroi, à la limite entre les produits trachyandésitiques du centre et les épanchements basaltiques des planèzes. La zone centrale s'interprète alors comme une dépression, une morphologie négative, qui a été remplie par les produits issus de l'activité des dômes du CS.

Notons que Baubron et Demange (1977) avait déjà observé que les émissions trachyandésitiques postérieures à l'effondrement caldérique sont soit des coulées subhorizontales situées à l'intérieur de la caldeira, soit des dômes très localisés.

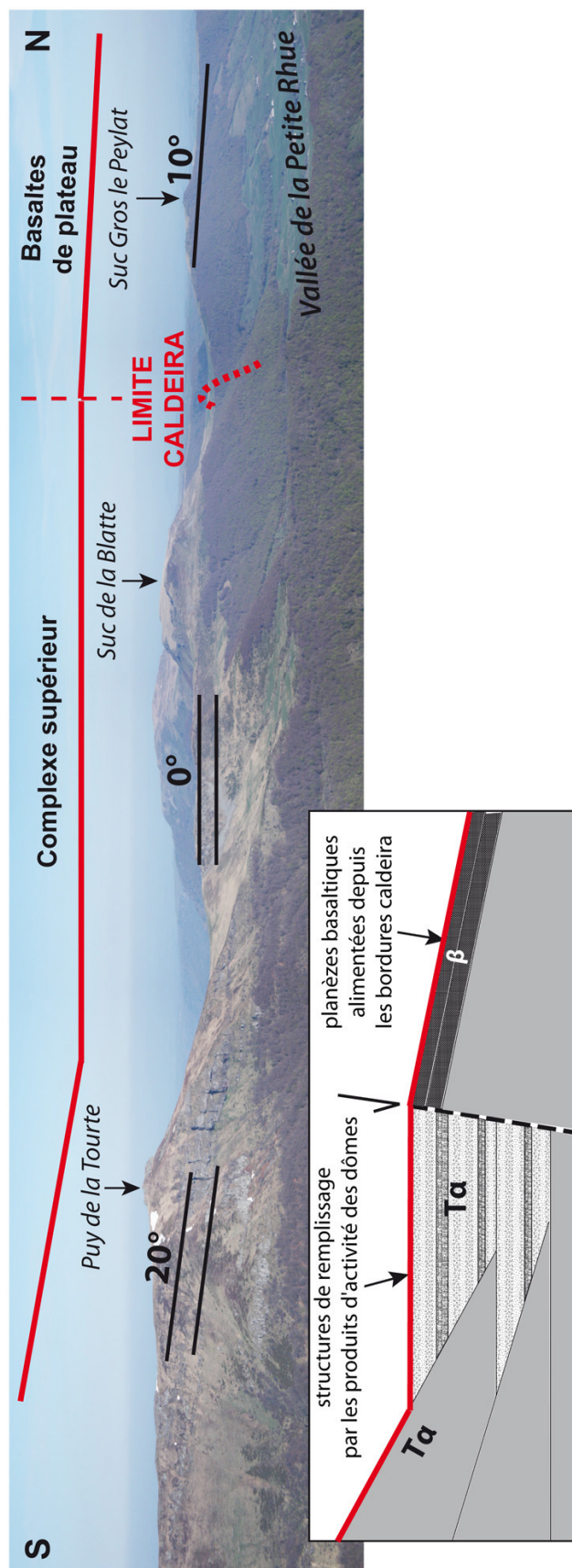


Figure 59 – La variation de pendages en périphérie du centre du massif révèle la présence d'une paroi de caldeira dans la vallée de la Petite Rhue.

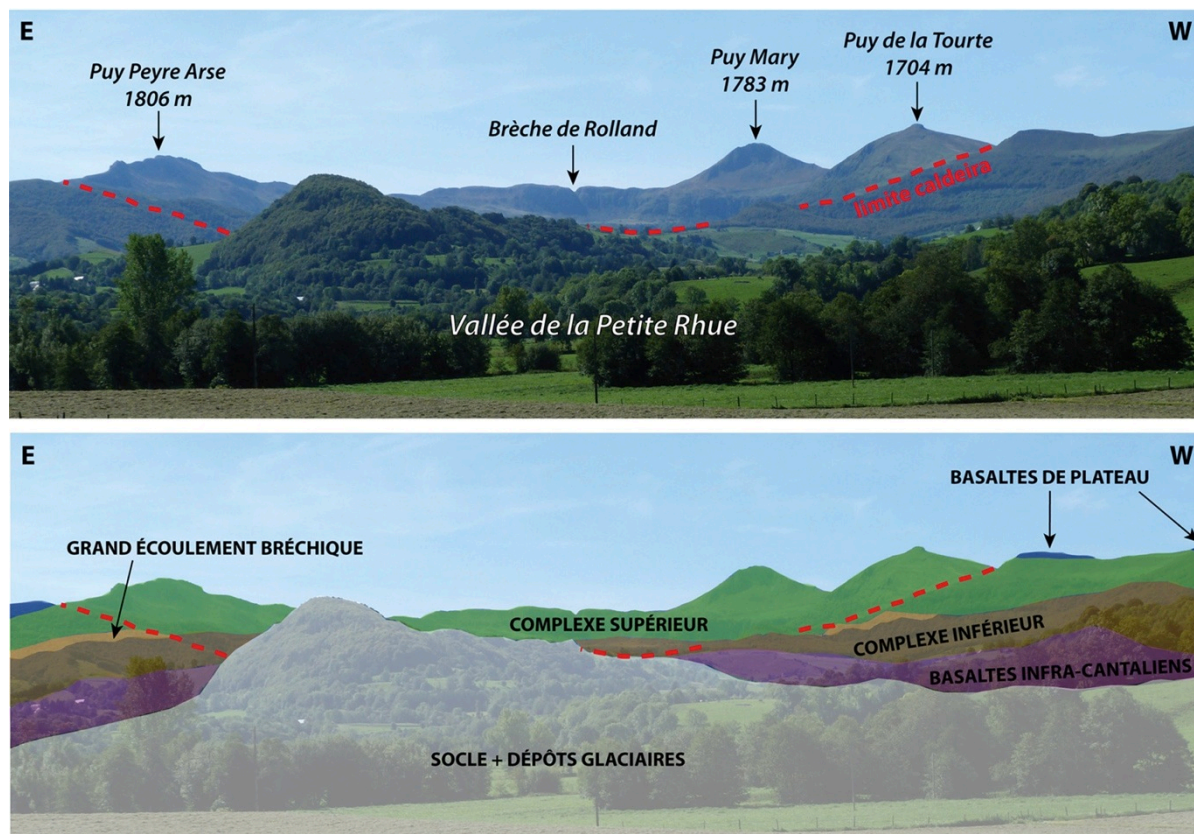


Figure 60 – Schéma interprétatif de la succession des unités stratigraphiques dans la vallée de la Petite Rhue. Le Grand Écoulement Bréchique, bien que très érodé dans cette vallée, n'apparaît qu'à l'extérieur de la caldeira dont les limites passent par les points de sortie des basaltes de plateau.

Dans la vallée de la Petite Rhue (Fig. 60), les limites de l'ancienne caldeira passent par les points de sortie des basaltes de plateau. On retrouve ici la différence de séquence stratigraphique entre l'intérieur de la caldeira, où le complexe supérieur repose directement sur les dépôts du complexe inférieur, et l'extérieur de la caldeira où la séquence stratigraphique est complète. Le dépôt du GEB, bien que très érodé dans cette vallée, s'intercale entre le complexe inférieur et le complexe supérieur, et n'apparaît qu'à l'extérieur de la caldeira. D'autre part, on observe que la position des épais dépôts du complexe supérieur en limite de caldeira illustre le remplissage post-effondrement de la caldeira et leur débordement sur les pentes externes du massif.

La répartition radiale des centres éruptifs en proche périphérie de la zone centrale, la dissémination des centres éruptifs au sein de la zone centrale et les structures de remplissage horizontales observées sont différents arguments en faveur de l'existence d'une caldeira centrale.

II.3.2 LIMITES STRUCTURALES ET TEMPORELLES DE LA CALDEIRA

Il existe plusieurs évidences pour déterminer les limites structurales de la caldeira dont l'étude de la direction des dykes intra- et péri-caldeira et l'observation de la morphologie du relief au voisinage de ses limites.

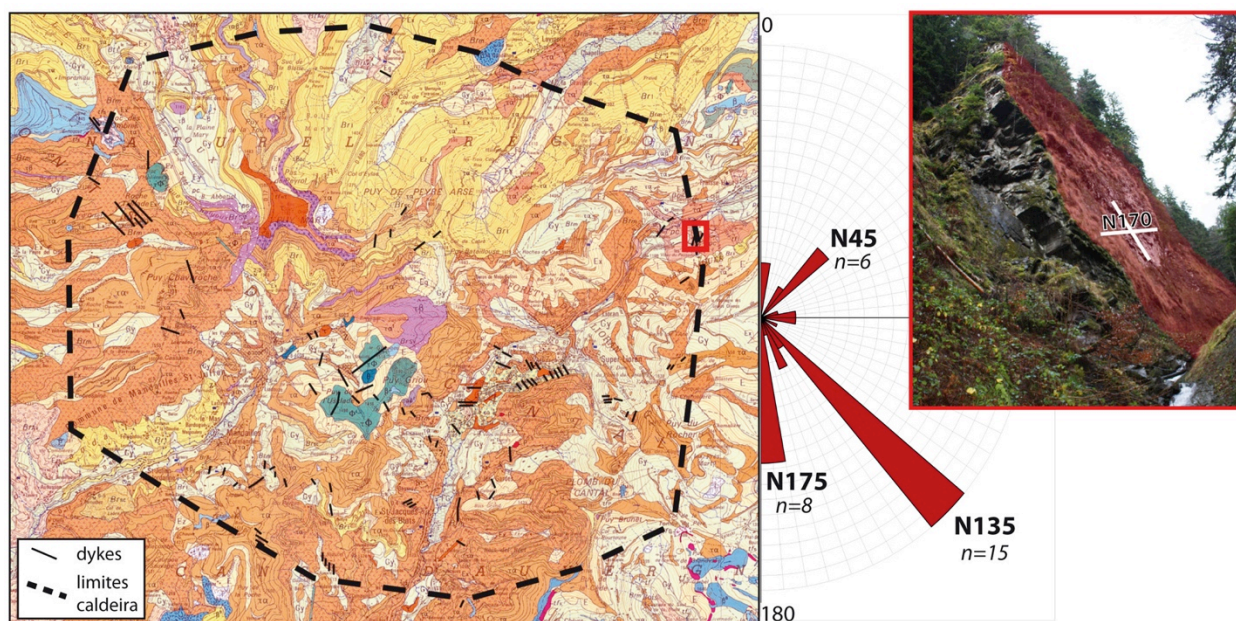


Figure 61 – Les directions des dykes intra et péri-caldeira (n total = 45) correspondent aux grandes directions tectoniques régionales. Photo : la limite est est notamment marquée par de larges dykes comme celui du Passadou orienté N170. (extrait de la carte géologique de Murat, 1/50 000^e, Nehlig et al., 2001)

On répertorie plusieurs dizaines de dykes localisés au centre du massif. Cet essaim de dykes délimite une structure ovoïde dont les limites sont parfois matérialisées par les dykes eux-mêmes. Le premier constat est que la majorité des dykes ont une direction en lien direct avec les directions tectoniques régionales (Fig. 61). La direction varisque N135 matérialise le horst de la Margeride, la direction N175 l'ouverture des bassins Oligocènes, et N45 la trace du Sillon Houiller à l'ouest du massif. Par exemple, le large dyke du Passadou en vallée de la Cère, présente une direction N170 (Fig. 61). Lorsque l'on trace sur la carte géologique du centre du massif les limites de cet essaim de dykes, celles-ci correspondent à : (1) la frontière entre la zone centrale et ses dépôts trachyandésitiques homogènes, et la périphérie ; (2) le départ des planèzes basaltiques ; (3) la source des dépôts bréchiques majeurs (interprétés sur la carte comme des DAD). Cela suggère notamment que les basaltes des planèzes, distribués autour du centre du massif, remontent à la faveur de failles profondes matérialisées par les dykes en place. Ainsi, ces failles délimitent les

bordures de la caldera centrale du Cantal et présentent des directions identiques à celles de la tectonique à l'échelle du Massif Central.

Il est possible de préciser la position des bordures de la caldeira en observant la morphologie du relief à leur voisinage. On observe actuellement des zones de faiblesse ou d'érosion plus importante là où se situaient les parois de la caldeira. En observant le profil des crêtes, il existe des points bas ou des cols, c'est-à-dire des zones plus sensibles à l'érosion qui pourraient correspondre directement à l'emplacement des parois de caldeira. C'est le cas dans la vallée de la Jordanne, où la limite croise au pied du puy basaltique de Bassierou (1444 m) par un col qui constitue le point le plus bas de la crête, soit à une altitude de 1325 m. On prend également l'exemple de la zone chaotique de la Courbatière à la confluence de la Santoire et de l'Impradine (Fig. 62), où seule une zone de faiblesse structurale a pu engendrer une cassure aussi nette lors de l'effondrement gravitaire de dépôts horizontaux due au retrait des glaciers de vallée. On retrouve sur le flanc est de la vallée de la Santoire les structures horizontales de remplissage (Fig. 62).

La distribution spatiale des dykes au centre du massif, leur lien avec les points de sortie des basaltes de planèze et l'observation du relief à leur voisinage nous ont permis de déterminer la position des bordures de la caldeira centrale du massif du Cantal, révélant leur lien direct avec la tectonique régionale.

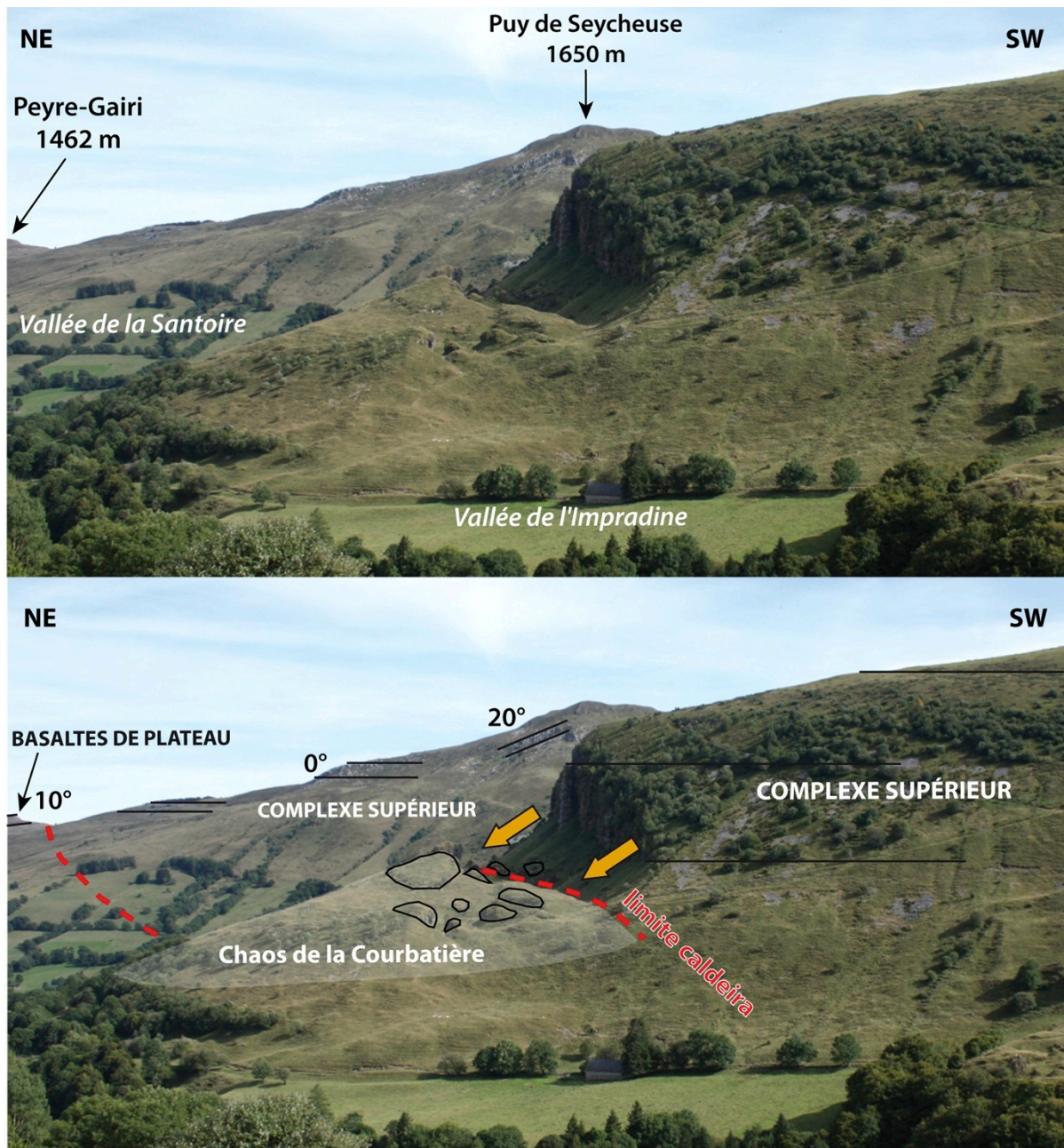


Figure 62 – La zone d'effondrement près du village de la Courbatière, à la confluence de l'Impradine et de la source de la Santoire, matérialise une limite nord de la caldeira centrale. Noter les structures de remplissages trachyandésitiques de la caldeira indiquées par les pendages horizontaux sur le flanc est de la vallée de la Santoire.

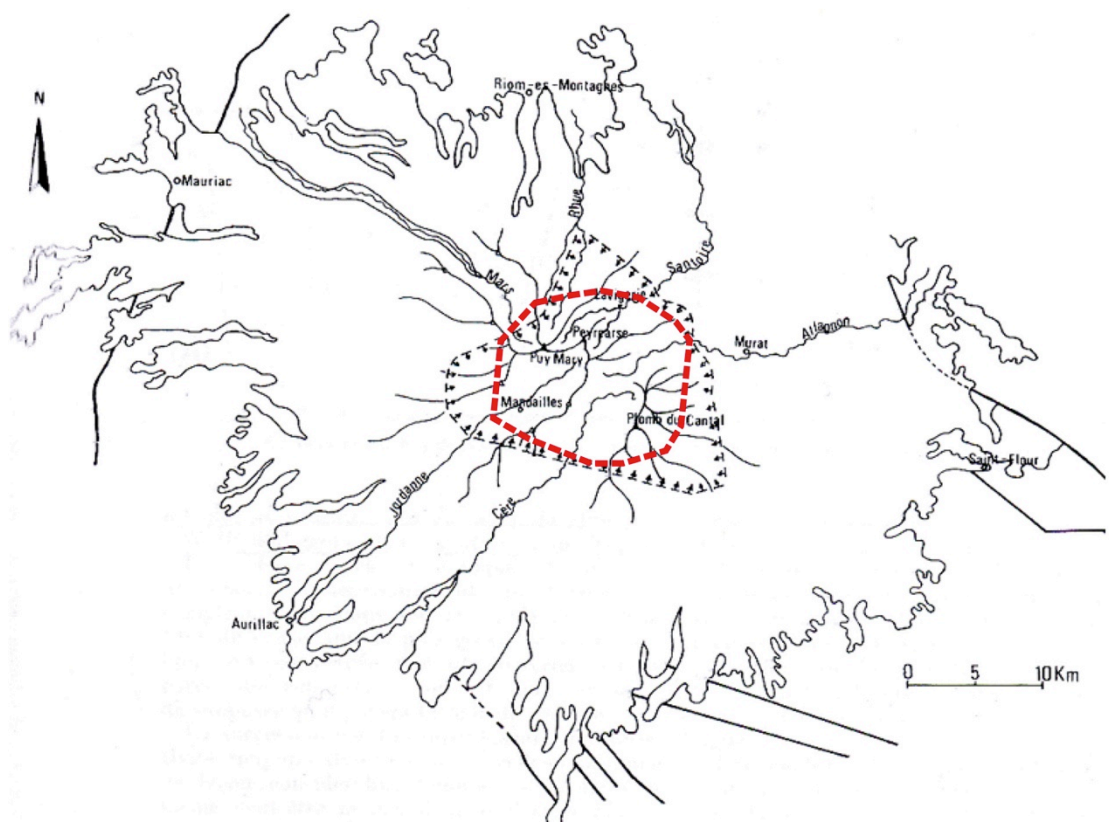
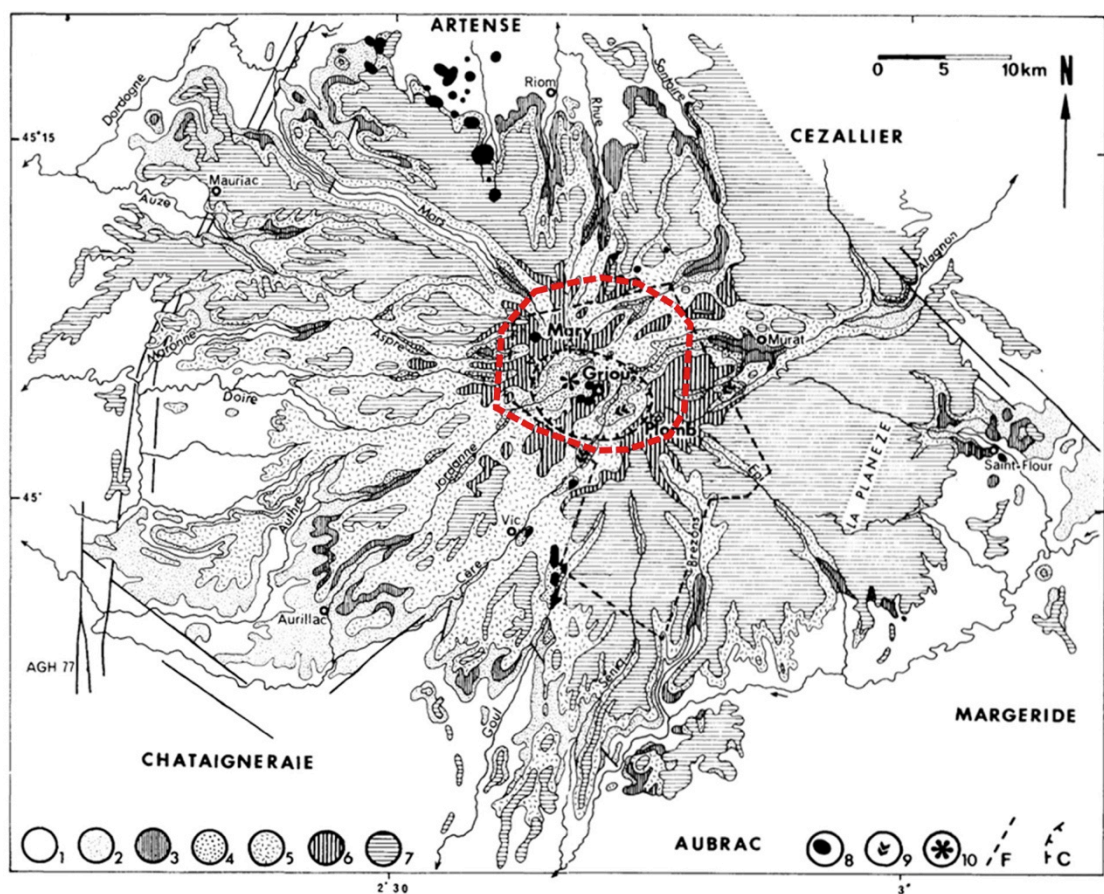


Figure 63 – Comparaison des limites de la caldeira du Cantal identifiées sur le terrain (en rouge, cette étude) et des limites estimées grâce à la prospection géophysique (en haut : Aubert et al., 1982 ; en bas : Vatin-Pérignon et Michel, 1966) de la fosse volcano-tectonique.

Lorsque l'on compare les limites identifiées de la caldeira aux limites estimées auparavant du fossé d'effondrement volcano-tectonique par la géophysique, il existe des similitudes (Fig. 63). Tout d'abord d'un point de vue spatial, la position du centre de la caldeira telle que nous l'avons défini est identique à celle des fossés identifiés. Ensuite, les directions des limites de caldeira sont cohérentes, notamment les directions tectoniques régionales comme la direction du horst de la Margeride (N130) ou celle du Sillon Houiller (N20-N30). Dans le cas des limites prospectées par Aubert et al. (1982), l'extension sud est probablement due à la présence d'un bassin sédimentaire qui s'étend de Mur de Barrez au sud et à Dienne et Lavaissière vers le nord. La géophysique n'a pas pu faire la distinction entre l'homogénéité des dépôts du bassin sédimentaire qui s'est mêlée à l'homogénéité des produits de remplissage de la caldeira.

D'un point de vue temporel, la caldeira du Cantal est issue d'un effondrement VT progressif qui a débuté avec l'éruption du matériel trachyandésitique qui compose le CTI. La formation de la caldeira centrale *stricto sensu* a eu lieu dans un intervalle de temps compris entre la fin de l'activité du Complexe Trachyandésitique Supérieur à $8,07 \pm 0,11$ Ma et le début de l'activité trachyandésitique du complexe supérieur datée à $7,80 \pm 0,11$ Ma qui marque le début du remplissage caldérique (activité contemporaine de l'activité basaltique dont les laves s'épanchent à l'extérieur de la caldeira). Le début des éruptions ponceuses datées à $8,19 \pm 0,02$ Ma (Platevoet, 2000), marque une intensification de la vidange de réservoirs superficiels. La dernière éruption ponceuse datée à $7,95 \pm 0,02$ Ma (Platevoet, 2000) sur des niveaux en place, ne marque pas pour autant un arrêt de ce type d'activité. Suite à cette dernière éruption datée, une période de repos dans l'activité a permis la mise en place d'un lac puis une reprise d'activité ponceuse a permis l'initiation du GEB. La durée d'existence du lac a été estimée à au moins 50 000 ans d'après le comptage des varves des dépôts de diatomites de Murat (Fournier, 1965), tandis que l'initiation du GEB est lié à un événement éruptif instantané. La caldeira du Cantal est donc issue d'une activité polyphasique comprise entre 8,07 et 7,80 Ma (Fig. 64), qui s'est intensifiée depuis l'éjection des magmas ponceux. Cette estimation présente un écart de près de 800 ka (comparée à la date de la dernière éruption ponceuse à 7,95 Ma), avec celle établie par Baubron et Demange (1977) qui avaient estimé l'âge de

l'effondrement caldérique à $7,15 \pm 0,15$ Ma car ils avaient identifié un gap d'activité trachyandésitique à cette période.

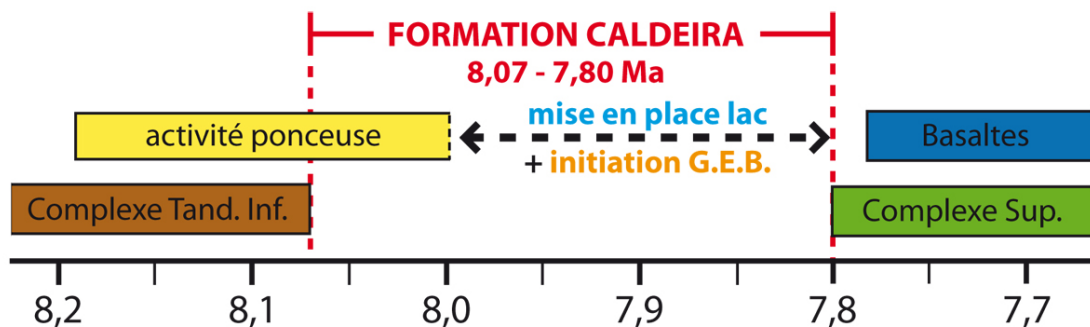


Figure 64 – L'effondrement de la caldeira a lieu entre la fin de l'activité du CTI à 8,07 Ma et la date de l'initiation du GEB comprise entre 7,95 et 7,80 Ma.

II.3.3 DIMENSIONS ET TYPE DE CALDEIRA

Après avoir tracé les limites de la caldeira sur une carte avec une incertitude spatiale maximale au premier ordre de ± 500 m là où il n'y a pas d'observation directe, on définit une caldeira elliptique orientée NW-SE d'environ 8×10 km. La taille de la caldeira est identique à celle du Crater Lake (Mont Mazama, Etats-Unis) qui présente une morphologie similaire à ce qu'aurait pu être la caldeira du Cantal il y a environ 8 Ma (Fig. 65).

Il existe dans le monde deux grands types de caldeira (Lipman, 2000):

(1) les caldeiras dites d'explosion ou « caldeira d'ignimbrite » qui sont le résultat d'une explosion plinienne, de forte intensité, donnant naissance à des ignimbrites ;

(2) les caldeiras dites d'effondrement ou « caldeira de subsidence » qui résulte de la vidange progressive d'un réservoir magmatique. Ces géométries de subsidences sont liées à un processus d'effondrement dépendant de la morphologie du toit du réservoir magmatique et de sa profondeur, combinés à l'influence du contexte tectonique régional.

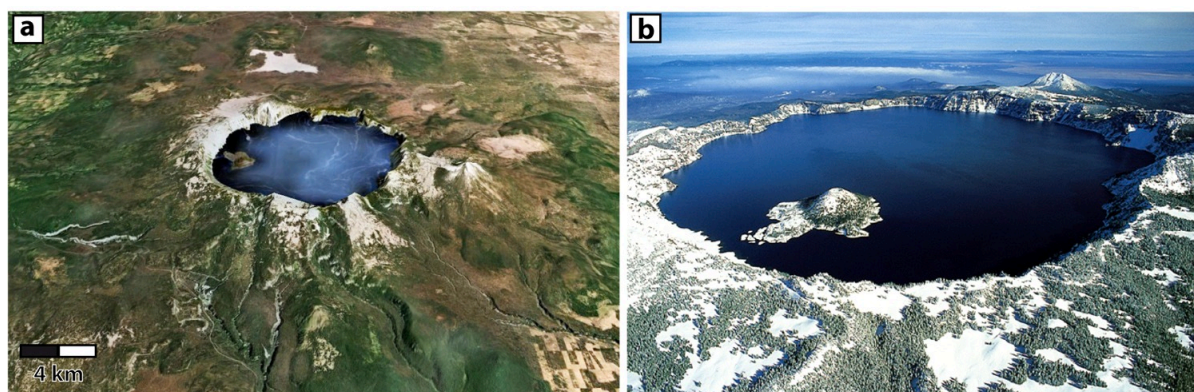


Figure 65 – La caldeira du Mont Mazama (a ; image Google Earth 2011), Crater Lake (b), d'une dimension de 9,7 x 8 km, présente une surface et une forme équivalente à celle de la caldeira du Cantal (crédit : Zainubrazvi).

Dans le cas d'une caldeira de subsidence, on dénombre plusieurs modèles géométriques en relation avec la profondeur et la morphologie du toit du réservoir magmatique (Lipman, 1997) (Fig. 66). L'une des géométries qui retient notre attention est le modèle de type chaotique (*piecemeal disruption*) qui serait le résultat de l'interaction entre le contexte structural pré-volcanique et la fracturation induite par des éruptions successives. Cela suggère également une subsidence progressive au cours de multiples éruptions, soit un processus multi-cyclique. Ceci a été décrit pour la caldeira Ordovicienne Scafell dans l'English Lake District (UK) (Branney et Kokelaar, 1994) où l'accumulation de produits intracaldeira suggère que la subsidence a été accélérée par la succession d'éruptions à un rythme temporel soutenu. Cette hypothèse est confirmée par le caractère polyphasique de l'activité vers la fin de la construction du CTI qui va s'intensifier grâce à l'apparition d'éruptions ponceuses. Par ailleurs, l'absence d'une grande nappe de ponce, de type ignimbrite, comme on peut l'observer dans le massif du Mont Dore (Brousse et Lefèvre, 1966) élimine l'hypothèse d'une caldeira d'explosion dont l'effondrement se serait alors produit au cours d'un unique événement éruptif.

On étaye l'hypothèse d'un fond de caldeira chaotique en observant les différences d'altitude du toit de l'unité du Complexe Trachyandésitique Inférieur dans la zone centrale du massif. Par exemple, dans le cirque de l'Impradine l'altitude du toit est d'environ 1400 m, tandis qu'on ne retrouve pas l'unité de façon continue au fond de la vallée de la Petite Rhue qui est constituée de la base de l'unité du Complexe Supérieur jusqu'à moins de 1300 m d'altitude. Cette différence de 100 m de l'altitude du toit de l'unité au sein de la zone centrale suggère qu'il existe un

système de mouvements verticaux relatifs de blocs du socle sur lequel reposent les dépôts du CTI au centre du massif, soit à l'intérieur de la caldeira. Ce découpage en blocs est d'autant plus vraisemblable que le socle Hercynien est affecté par de multiples fractures de directions différentes, celles des dykes intra- et péri-caldeira le montrent bien.

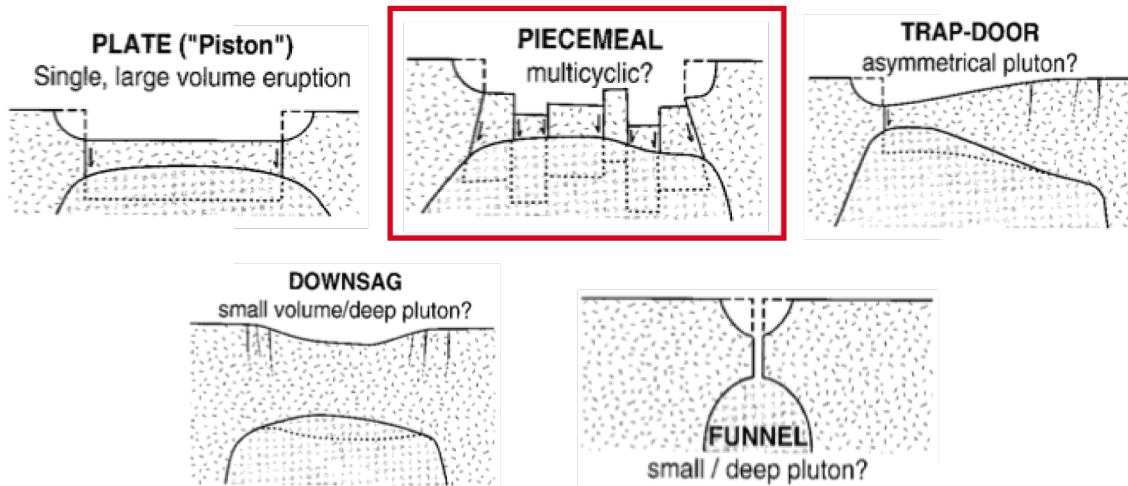


Figure 66 – Modèles géométriques de subsidence en relation avec la profondeur et la géométrie du toit de la chambre magmatique. Les lignes en pointillé indiquent les profondeurs post-subsidence (Lipman, 1997). La caldeira du Cantal correspond à une géométrie en « piecemeal disruption ».

Ainsi, la caldeira du Cantal, formée il y a environ 8 Ma, est une caldeira de subsidence avec une géométrie de type chaotique présentant une forme elliptique orientée NW-SE d'une dimension de 8 x 10 km.

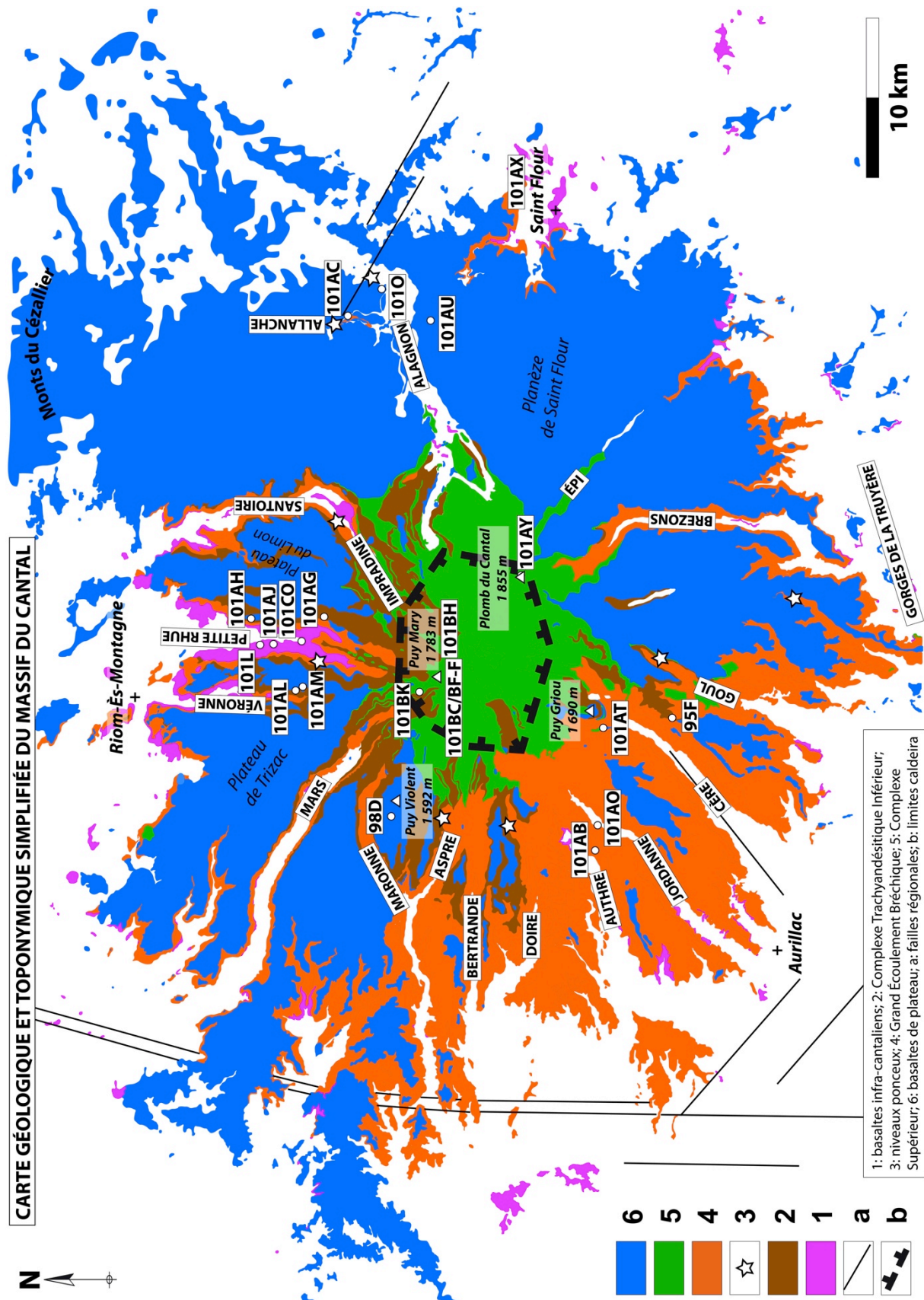


Figure 66bis – Carte géologique et toponymique simplifiée du massif du Cantal.

II.4 LE GRAND ECOULEMENT BRECHIQUE : IMPLICATION POUR LA DYNAMIQUE ERUPTIVE DU CANTAL

Le Grand Écoulement Bréchique représente un événement majeur catastrophique dans l'histoire éruptive du massif du Cantal. L'objectif de cette partie est de définir sa nature de façon à déterminer sa dynamique de mise en place et de faire l'hypothèse d'un processus d'initiation. Pour ce faire, une campagne de terrain a été consacrée à l'observation de l'architecture et de la fabrique du dépôt dans l'espace. Les outils de description utilisés sont basés sur des études d'écoulements bréchiques volcanoclastiques naturels effectuées sur de nombreux systèmes volcaniques dans le monde.

Les classifications des écoulements bréchiques volcanoclastiques s'effectuent selon des critères mécaniques, rhéologiques, morphologiques ou encore sédimentologiques. Ces critères sont souvent associés à un processus d'initiation ou de dynamique d'écoulement lorsque ceux-ci sont identifiés, soit par l'observation directe, dans les cas événementiels, soit par l'observation de dépôts récents (e.g. Lavigne et Thouret, 2000). Dans le cas de vieux dépôts bréchiques comme le GEB, âgé d'environ 8 Ma, il convient d'utiliser en premier lieu des critères basiques du type morphologiques et sédimentologiques.

L'un des premiers objectifs de cette étude est de déterminer la nature du GEB. Bien qu'il ait été interprété comme plusieurs dépôts d'avalanches de débris (Vidal, 1998 ; Schneider et Fisher, 1998 ; Reubi et Hernandez, 2000 ; Nehlig et al., 2001), il a été montré dans la partie précédente de ce chapitre que la théorie selon laquelle ces dépôts seraient issus de déstabilisations successives des flancs du volcan du Cantal est peu probable. Il convient donc de s'attacher à redéfinir la nature de ces dépôts. Pour ce faire, nous procédons dans ce chapitre à une étude comparative entre deux grands types d'écoulements : les DAD et les coulées de débris (*debris flows*, DF). Ces deux types d'événements peuvent se distinguer selon le faciès de leur dépôt.

Tout d'abord, nous proposons au lecteur une courte synthèse sur les définitions contractuelles des DAD et des dépôts de DF. Ensuite, nous développerons l'étude du Grand Écoulement Bréchique au travers d'un article en

préparation, en anglais, qui a été intégré à ce chapitre de façon informelle pour en faciliter la lecture. Enfin, nous compléterons cette étude par des données expérimentales supplémentaires dont les résultats restent néanmoins préliminaires.

II.4.1 LES ECOULEMENTS VOLCANOCLASTIQUES : DEFINITIONS

II.4.1.1 Les dépôts d'avalanches de débris (DAD)

Les avalanches de débris ont été définies depuis l'éruption du Mont Saint Helens en 1980 (Voight et al., 1981), suite à l'observation en direct de l'effondrement de son flanc nord. Elles sont définies comme résultant de l'effondrement du flanc d'un édifice volcanique. Celui-ci présente en conséquence une forme en amphithéâtre qui constitue la source de l'avalanche. Le volume de dépôt d'une avalanche de débris est souvent corrélé au volume du secteur effondré de l'édifice (Siebert, 1984).

Les principaux critères de reconnaissance d'un faciès de DAD, comme on l'observe sur un exemple de dépôt au Mexique (Fig. 67) sont (Ui et al., 2000) :

- une morphologie de surface en hummock
- des fractures de type *jigsaw* au sein des débris
- des cisaillements au sein des mégablocs
- des amas de blocs en arrière des mégablocs (*clast clusters*)

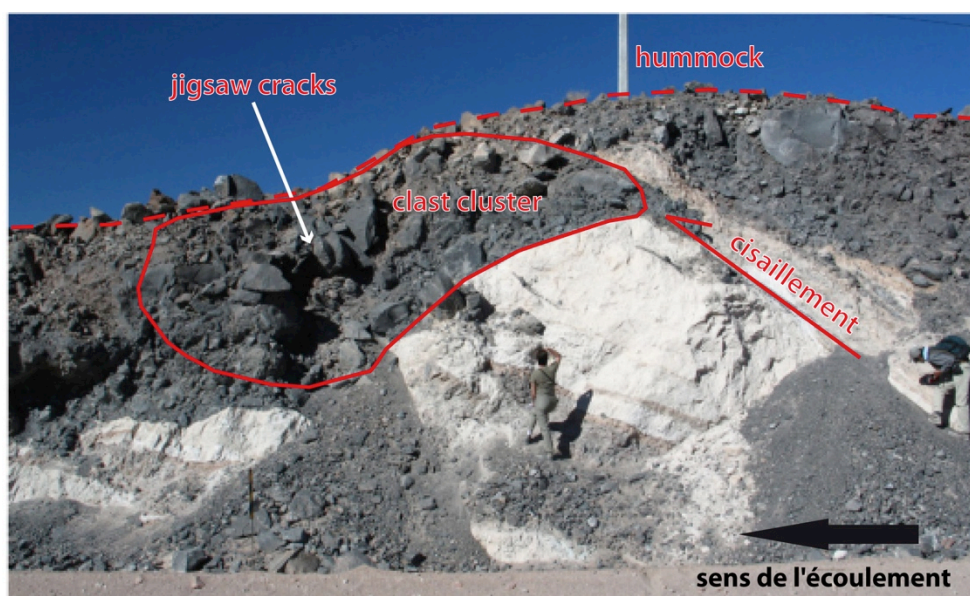


Figure 67 - Dépôt d'avalanche de débris au Mexique présentant des caractères typiques (crédit : inconnu).

II.4.1.2 Les coulées de débris (*debris flows*, DF)

Les debris flows sont des écoulements constitués du mélange entre des débris volcaniques et de l'eau, comportant une importante concentration de sédiments (50 à 60 %) (Vallance, 2000). Ainsi, on définit les debris flows comme un type de lahar avec une proportion caractéristique entre l'eau et un matériel volcanique.



Figure 68 – Dépôt de debris flow en Nouvelle-Zélande dans lequel on observe des alignements de blocs selon le sens de l'écoulement et une répartition homogène entre clastes et matrice (crédit : inconnu). Noter qu'ici l'écoulement butte contre un obstacle à sa base, obligeant les clastes à s'aligner selon une courbe.

L'initiation d'un debris flow a de multiples origines comme la remobilisation de matériel volcanique par de fortes précipitations, la fonte d'un glacier durant une éruption (e.g. Pierson, 1995), ou encore la vidange d'un lac de cratère ou de caldeira (e.g. Thouret et al., 1998 ; Thouret et Lavigne, 2000 ; Lavigne et Thouret, 2002).

La principale différence de dynamique entre un debris flow et une avalanche de débris (AD) consiste en la teneur en eau : dans le cas des AD, il n'y a pas de saturation en eau (écoulement à sec) et c'est l'interaction particules-particules qui supporte la charge sédimentaire.

II.4.2 LARGE VOLCANICLASTIC DEBRIS FLOW RESULTING FROM AN INTRACALDERA LAKE ERUPTION: CASE STUDY FROM THE MIOCENE CANTAL VOLCANO (ARTICLE IN PREP.)

Leibbrandt S.^{1,2}, Gillot P.-Y.^{1,2}

(1) Laboratoire IDES, UMR8148, Université Paris-Sud 11, France

(2) CNRS, Orsay, F-91405

Résumé

Le massif du Cantal, localisé dans la province volcanique Cénozoïque du Massif Central, est le plus grand volcan Miocène d'Europe. Il est principalement composé de brèches volcanoclastiques, ce qui lui confère des dimensions impressionnantes et une morphologie de bouclier. La principale unité bréchique, le Grand Écoulement Bréchique (LBF), a été contraint dans le temps, par la méthode de datation K-Ar, entre $8,07 \pm 0,11$ Ma et $7,86 \pm 0,11$ Ma. Elle est toujours placée dans la même position stratigraphique et ce tout autour du massif. L'étude sédimentologique et morphologique du dépôt du LBF nous amène à le définir comme l'un des plus importants debris flows syn-éruptifs du monde. Il est composé de clastes hétérogènes et hétérométriques pris dans un liant ponceux fin et induré qui représente environ 50 % de l'écoulement. Cette brèche polymictique présente les caractéristiques d'un écoulement visqueux avec un fort pouvoir érosif et d'incorporation, et un dépôt « en-masse ». L'écoulement est capable de transporter des mégablocs de plus de 10 m de diamètre à plusieurs dizaines de km de distance à la source. Nous estimons son volume total à environ 100 km^3 .

Nous proposons dans ce papier que ce debris flow résulte d'une importante éruption plinienne sous-lacustre intracaldera : l'interaction entre un magma ponceux juvénile et l'eau du lac de caldeira, selon un dynamisme hydromagmatique, donne naissance à une boue volcanoclastique qui déborde des parois de caldeira, les cassant par endroit. Cet écoulement initial hyperconcentré érode les pentes du volcan, incorporant du matériel secondaire jusqu'à initier un debris flow qui se propage à 360° jusqu'à plus de 25 km de sa source. Cette étude ouvre des perspectives, d'une part quant aux risques volcaniques liés à d'importantes éruptions sous-lacustres intracaldera, et d'autre part quant à la possibilité de reconstituer la morphologie de la source d'un écoulement bréchique âgé de plusieurs Ma et ce en se basant sur des critères sédimentologiques et morphologiques du dépôt.

Abstract

The Cantal massif, located in the French Cenozoic volcanic province, is the largest Miocene volcano in Europe. It is mainly composed of volcanoclastic breccias giving impressive dimensions and a shield-like morphology. The main breccia unit, named the Large Breccia Flow (LBF), was constrained in time, with K-Ar dating method, between 8.07 ± 0.11 Ma and 7.86 ± 0.11 Ma, and is always in the same stratigraphic position all around the volcano. The sedimentological and morphological study of the LBF led us to define it as one of the largest syn-eruptive debris flow in the world. It is composed of heterogenic and heterometric clasts trapped in a pumiceous fine-grained welded matrix representing ca. 50% of the flow. This polymictic breccia presents characteristics of a viscous flow with a high bulking process and an en-masse deposition. It is able to transport >10 m-width megablocks until tens of km from the source. We estimate its volume of ca. 100 km^3 .

We propose that this debris flow resulted from a major plinian intracaldera lake eruption : the interaction between a pumiceous juvenile magma and the water of the caldera lake, with a hydromagmatic dynamics, gave birth to a volcanoclastic mud that cascaded over the caldera rims, breaching them in some places. This hyperconcentrated flow eroded and incorporated secondary material from the edifice slopes to initiate a debris flow which propagated at 360° until more than 25 km from its source. This study opens outlets on one hand to volcanic debris flows associated hazards related to major intracaldera lake eruptions ; on the other hand, we show that it is possible to reconstruct the former source morphology of a several Myrs-old volcanoclastic breccia flow based on the sedimentological and morphological criterion of its deposit.

Introduction

A volcaniclastic breccia flow is defined as a flow, more or less viscous, that transports volcanic material. These volcanic breccia flows, named lahars (Indonesian term), are defined as a mixture of debris and water, other than a streamflow, that flows from a volcano at relatively high speed (Smith and Lowe, 1991). This includes several flow types as debris flow and/or hyperconcentrated flows depending on the amount of water in the mixture. Notice that a lahar is an event, not a deposit. The study of past events requires the determination of the flow dynamics through the study of their deposits. It is then possible to constrain and discriminate the nature, the dynamics and the initiation process of a lahar from the characteristics of its deposit. Lahars are among the most destructive phenomena on active volcanoes. Their triggering processes are based on the time of removal of volcaniclastic debris with respect to the eruption onset and the sources of the water added to the flow (Lavigne, 1998). In case of syn-eruptive events, lahars can result from an eruption through a crater lake. Crater or intracaldera lake eruptions present hazards from hydromagmatic explosions such as base surges, tsunamis and lahars (Fazlullin et al., 2000; Mastin and Witter, 2000 ; Morrissey et al., 2010). These subaqueous eruptions represent only 8 % of all recorded eruptions but have produced about 20 % of all fatalities associated with volcanic activity in historical time during which lahars are mainly responsible of people death (Mastin and Witter, 2000). Lakes are an effective source of major floods because they can release huge volumes of water: break-outs of volcanogenic lakes developed in intracaldera settings constitutes the second largest category of terrestrial floods in terms of peak discharge and volume of released water, exceeding the magnitude of break-outs from other volcanic impoundments such as debris avalanches (Manville, 2010).

The Cantal volcano is considered as the largest eruptive complex in Europe because of the large extension of its volcanic products. The most important unit of the complex is a large volcaniclastic breccia flow deposit, which is distributed all around the volcano. The chronology of the eruptive events on the Cantal volcano suggests a link between the evolution of a central caldera, within which formed a lake, and this large breccia flow (LBF) which nature has been proposed as a giant debris flow from preliminary results (Leibrandt et al., to be submitted). In this paper,

we show that the LBF could result from an intracaldera lake eruption. First of all, we focus on the nature and the dynamics of the LBF through the study of its deposit. Then, we determine a triggering process for the genesis of the LBF based on a hydromagmatic event. Finally, the comparison with actual and past crater or intracaldera lake eruptions allows us to reinforce our proposal.

Previous works on the LBF deposit suggested that it presents characteristics of a debris avalanches deposits (DAD) (Schneider and Fisher, 1998; Reubi and Hernandez, 2000) and that this breccia unit can be divided into several debris avalanches (DA). In these papers, authors took an interest in the emplacement and the transport mechanism of these volcanic DA. But, they never tackled the issue of the source morphology of the DA and their triggering-process. All these interpretations are based on previous studies of the evolution of the Cantal volcano where it has been suggested several flank destabilizations (Cantagrel, 1995; Vidal and Merle, 2000; Nehlig et al., 2001; Arnaud et al., 2002). But, we proposed a new morpho-structural evolution model of the Cantal volcano (Leibbrandt et al., to be submitted), based on new stratigraphic interpretations and new datings, that shows the existence of a central caldera where formed a lake. It has been then proposed that a pumiceous juvenile magma interacted with the lake during a plinian episode. Mixing between pulverized magma and water initiated a viscous breccia, the LBF, which facies and stratigraphical position are identical all around the massif (Fig. 69). This unique event has been constrained around 7.9 Ma, which is contemporaneous with the caldera collapse age measured between 8.1 and 7.8 Ma.

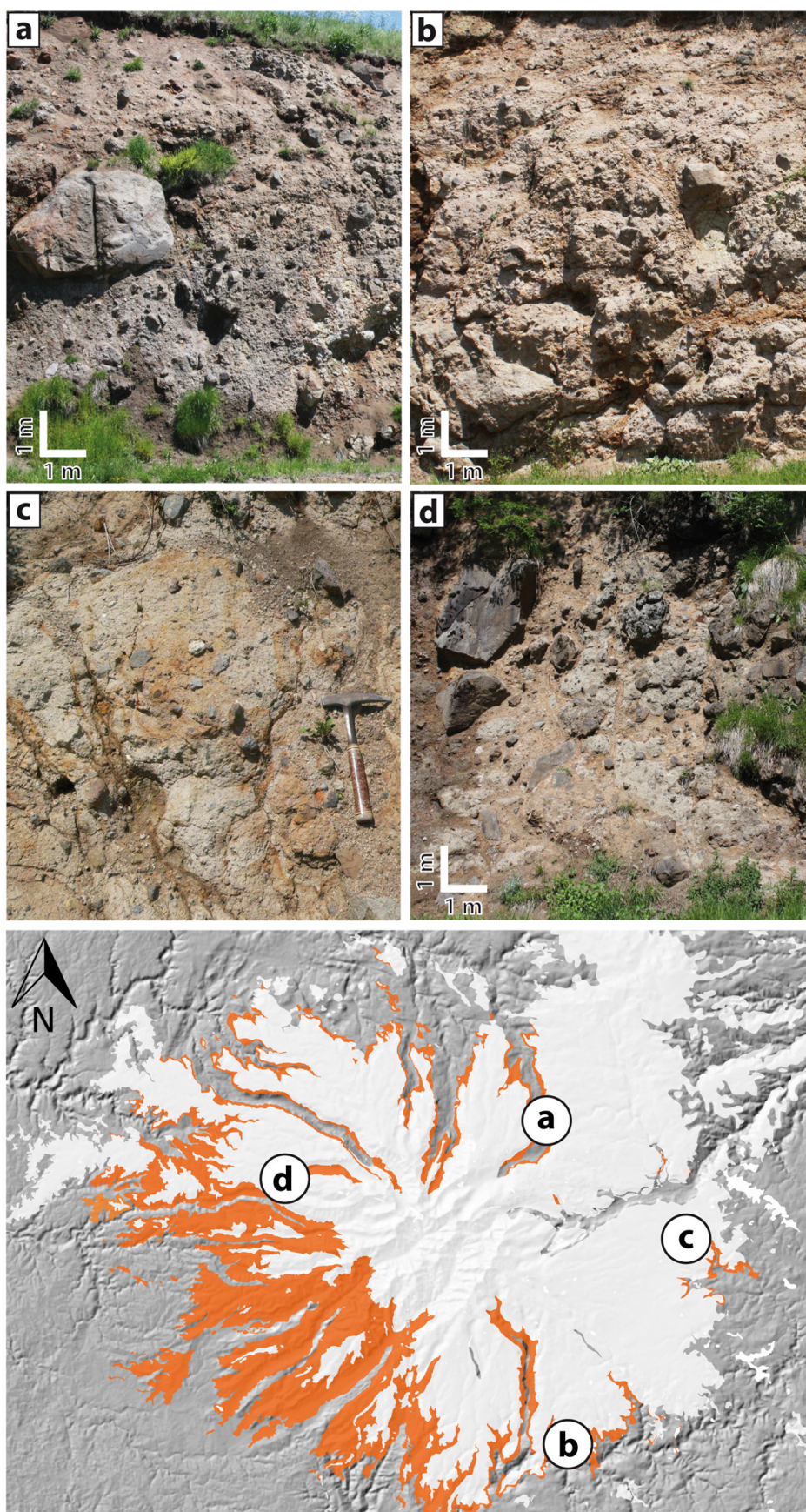


Figure 69 – The Cantal large debris flow deposit is always in the same stratigraphic position all around the massif and presents an identical facies. a : Pont de la Gazelle, N sector ; b : Rochebrune, S sector ; c : Roffiac, E sector ; d : Salers, W sector.

II.4.2.1 Method and results

II.4.2.1.1 Field investigation and method

The LBF is one of the breccia units of the large Cantal volcanic complex, which outcrop in favor of deeply incised valleys. The related eruptive event took place during the Tortonian around 7,9 Myrs ago (Leibrandt et al., to be submitted). It is then most of the time difficult to comprehend the vertical and extension limits of the LBF deposit as it is really eroded. Nevertheless, geological maps and several field campaigns allowed us to limit the extension of the deposit and to identify good outcrops. Our study is then essentially based on morphological and sedimentological criteria. We studied many different outcrops distributed all around the volcano at different distances, from the source to the distal facies of the deposit. We looked at the thickness, the proportion of clasts, the nature and clast-size, the types of the interactions between clasts and matrix, the geometry and architecture of the deposit. These criteria allow us to discriminate the nature of the LBF and its emplacement dynamics thanks to existing classifications of natural flows on Earth.

The main criterion, which define a natural flow, is the proportion of water, from dry flows to wet flows, divided into four main flow types (Smith and Lowe, 1991): debris avalanches (DA) (0 to rarely 20 % water), debris flows (DF) (20 to 30 % water), hyperconcentrated flows (30 to 60 % water), and streamflows (> 60 % water) (Fig. 70). The second key criterion is the behavior of the clasts (distribution) and their interactions within the flow. And finally, the structure of the deposit conveys the dynamics of the flow (architecture, lithofacies, grading). It is then possible to deduce a triggering mechanism from these criteria looking at the sediment-support and depositional mechanisms (Smith and Lowe, 1991). These are powerful field tools to discriminate different types of flows based on their deposits (Pierson, personnel communication), whatever their age of emplacement. Other authors propose a classification of these mass movements as a function of solid fraction and material type (Fig. 71) (Coussot and Meunier, 1996).

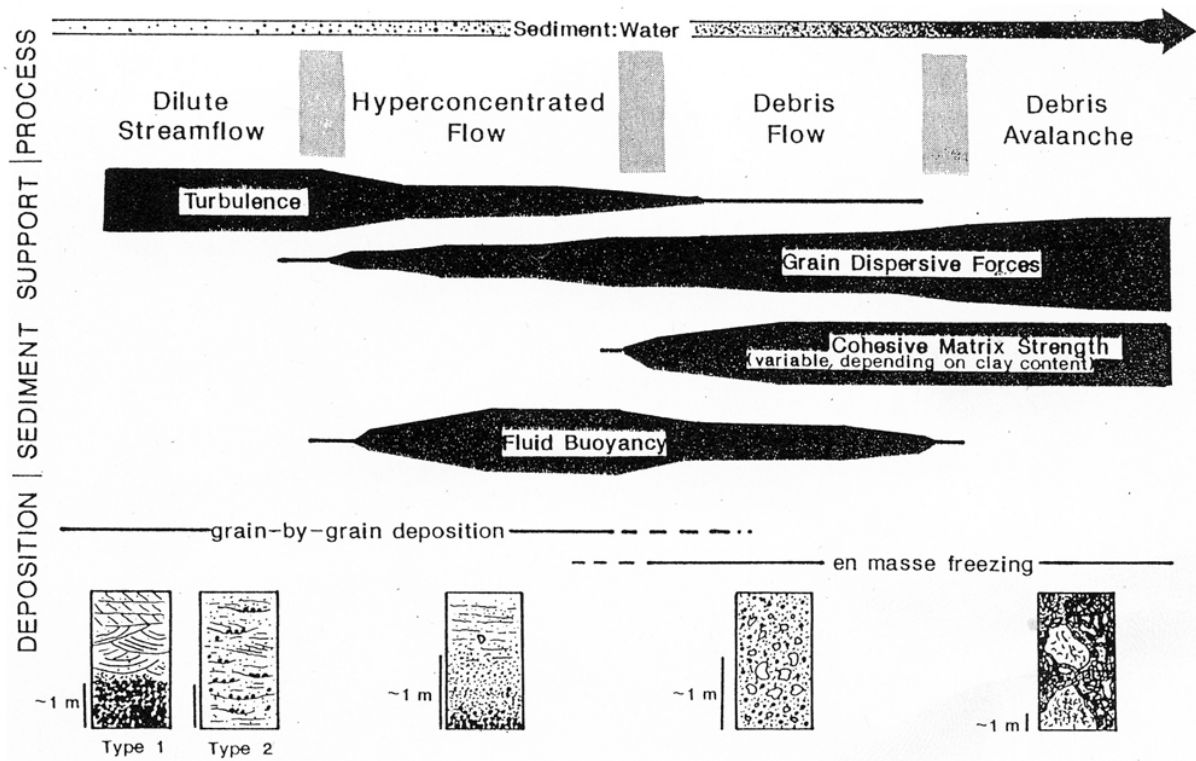


Figure 70 – Schematic diagram illustrating sediment-support and depositional mechanisms (Smith and Lowe, 1991).

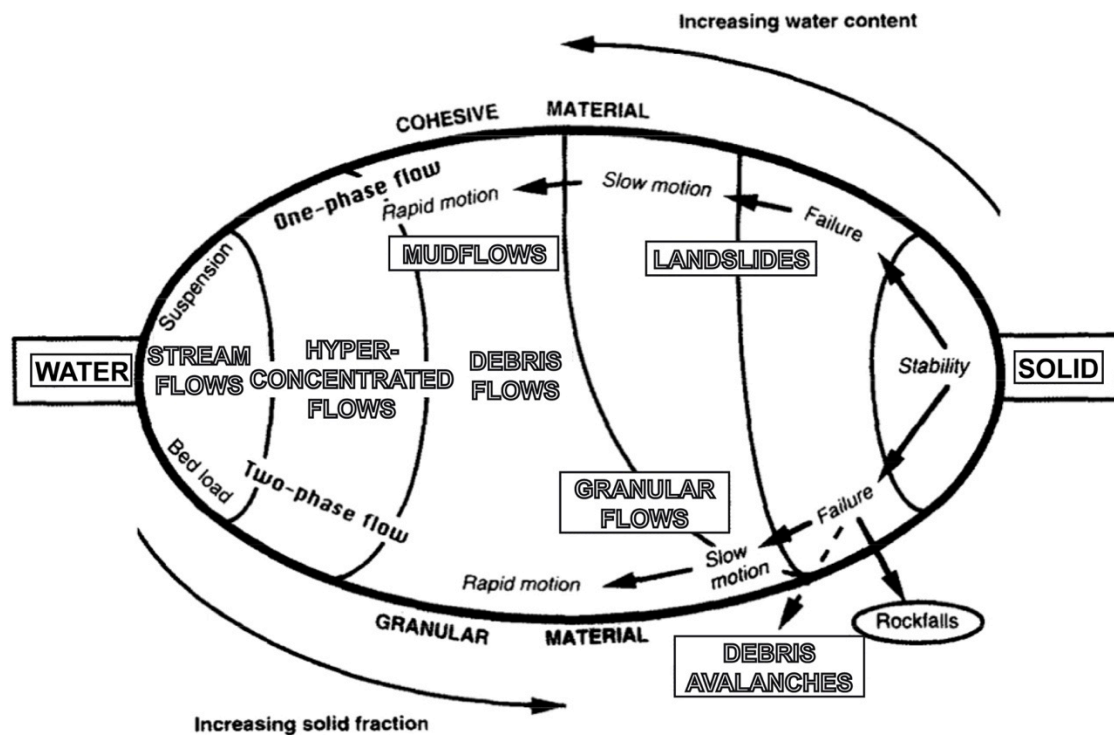


Figure 71 – Classification of mass movements on steep slopes as a function of solid fraction and material type (Coussot and Meunier, 1996).

Recent breccia flows studies in literature propose a post field observation works to determine a grain-size distribution, a proportion of clay-sand-silt, yield stress and strain rates, even more rate of sedimentation yield and peak discharge (e.g. Thouret and Lavigne, 2000; Vallance, 2000). In our case study, the LBF deposits has been submitted to mechanical and chemical erosion for 7.9 Myrs, which makes these post field observation works uncertain. But field criteria are here sufficient to deduce much information about the nature, the dynamics and the triggering process of the Cantal LBF. Even more, we compare in this study characteristics of different types of breccia flows deposits, in particular DF deposits and DA deposits to make the link with the previous interpretations as DA of the LBF. This comparison is especially based on key criteria established by Pierson (unpublished, personal communication) (Table 3). Finally, in comparison with other eruption-triggered volcanoclastic flows case studies, we reinforce, in this paper, the interpretation we make of a major intracaldera lake eruption event during the Cantal volcanic history.

II.4.2.1.2 Characteristics of the LBF

The composition of flow sediment comprises volcanoclastic rocks, plutonic and metamorphic rocks, sedimentary rocks and wood clasts. The primary material is part of the volcanoclastic rocks and corresponds to the pumice clasts, which constitute a juvenile material (Leibrandt et al., to be submitted). The other clasts are exotic and represent the secondary material. This diversity of the nature of the clasts confers to the breccia flow a polymictic characteristic. Clasts shape is sub-angular to sub-rounded.

It is important to notice that the clasts do present neither any deformation nor any fracturing. We do not observe any shear zones within the largest clasts as often shown in large DA deposits (Ui et al., 2000). Vidal (1998), based on fieldworks near Saint-Martin-Valmeroux, presented fractures within large blocks desagregated by the injection of matrix. We do not agree with this interpretation because these « large blocks » are not homogeneous and cannot be considered as single entities. These are not limited in space, they only constitute heterogeneous material within the matrix (Fig. 72).

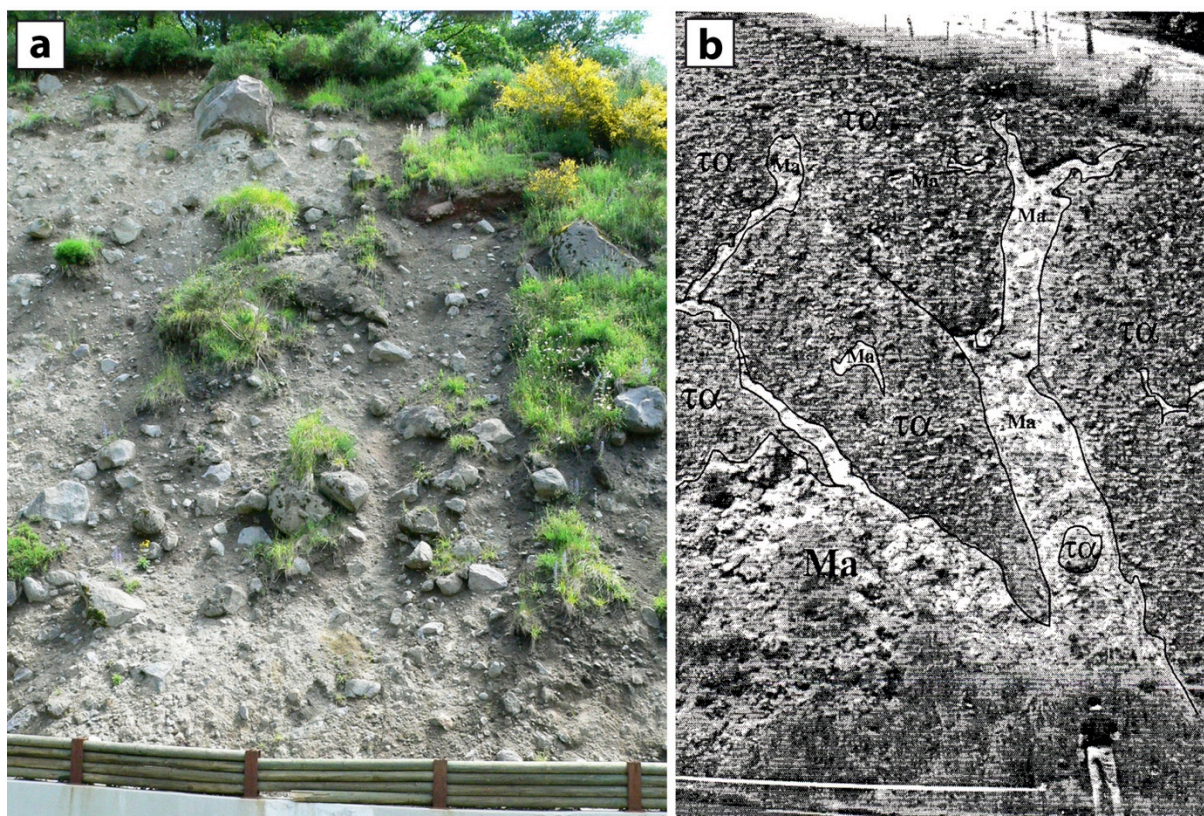


Figure 72 – Large Breccia Flow deposit near Saint-Martin-Valmeroux (western sector). The outcrop (a) do not show trachyandesitic megablocks desagregated by the injection of matrix as interpreted by Vidal (1998) (b) (Ma : matrix ; τa : trachyandesit).



Figure 73 – Example of a reworked Lower Trachyandesitic Complex breccia in the LBF deposits in Saint-Martin-Valmeroux.

Moreover, previous authors (Vidal, 1998 ; Schneider and Fisher, 1998; Reubi and Hernandez, 2000) often use the term « jigsaw cracks » to describe blocks dismantled during their transport within debris avalanches. The fragments could thus be jointed again like a jigsaw. Notice that, most of the time, what was previously interpreted as jigsaw structures correspond to exotic blocks of homogeneous breccias coming from the reworking of the Lower Trachyandesitic Complex unit breccias (Fig. 73). For instance, Vidal (1998) interpreted jigsaw structures in the Petite Rhue valley in Giralaldès, but these ones are homogeneous breccias from the previous stratigraphical unit.

The clasts-size as a function of the vertical cross-section within the deposit does not present any organization: there is no grading. Furthermore, large blocks (> 1 m) seem floated in the matrix, as they are located sometimes in the upper part of the deposit. In order to study the variation of the proportion of the clasts with distance of propagation from the source to the distal facies of the flow, we looked at clasts with a minimum size > 20 cm. We show that the proportion of clasts decreases from about 50 % within the first 10 km to less than 30 % at 20 km with a minimum proportion of 10 % in the most distal facies (Fig. 74). We also observe that megaclasts (> 10 m) are limited to the first 10 km from the source, whereas in the distal facies > 20 km, clasts > 20 cm are less and less important in proportion.

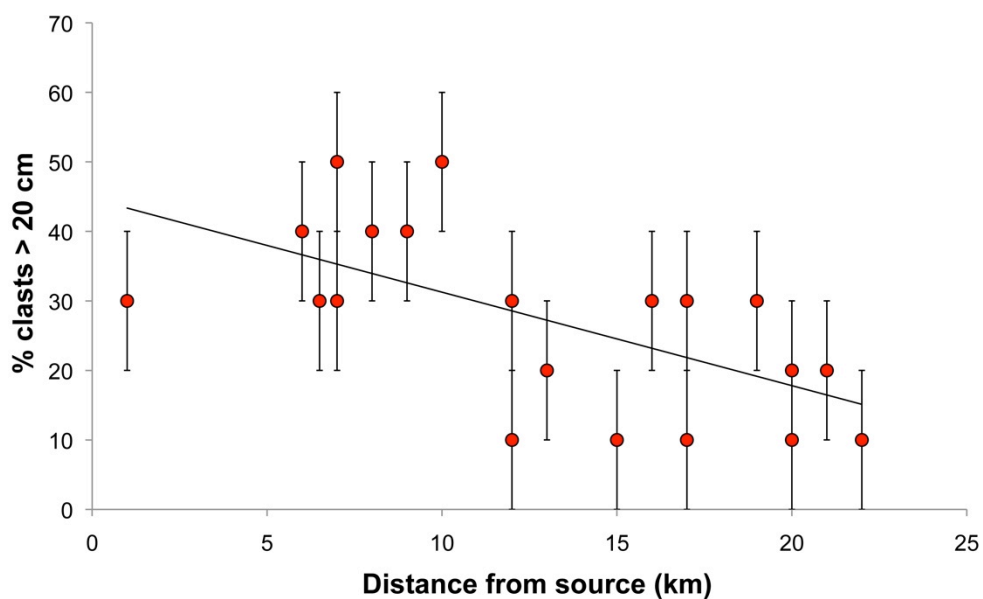


Figure 74 – The proportion of clasts > 20 cm decreases with distance of propagation from the source to the distal facies of the flow.

The internal geometry of the deposit is characterized by the absence of beddings and alignments of elongate clasts. Moreover, we do not observe any stratification (Fig. 75). The unit is massive in terms of geometry. The distribution of the clasts do not show any clasts clusters as it is common to observe in DAD. Generally, the deposit presents a methodical distribution and proportion between clasts and matrix. There is no distinction between a matrix-facies and a block-facies as it is suggested for DAD (Palmer et al., 1991). The LBF deposit lithofacies is always a « mixed-facies », from the source to the distal parts. Furthermore, clasts do not interact with the matrix, as we do not observe any flowing structure within the matrix at proximity of the clasts, whatever their size.



Figure 75 – The large breccia flow (Salers, Maronne Valley) is a massive unit that does not present any grading or stratification.

The architecture of the deposit is difficult to value because of its high degree of erosion. Nevertheless, we observe that the surface of the deposit seems relatively flat. Indeed, the volcanic complex slopes present a regular morphological shape, as a shield-like edifice: terminal differentiated products and basaltic lavas extend all around the volcano, recovering the preceding LBF deposit that smooth the

topography. These observations are not in accordance with a hummocky surface which characterizes DAD, where altitudes variations can reach tens of meters (Voight et al., 1981; Ui et al., 2000). This feature, among others, permits Voight et al. (1981) to distinguish lahars deposits from DA deposits after the Mount Saint Helens eruption in 1980. Furthermore, sometimes, laminated deposits constitute the top of LBF unit, which are interpreted as water release structures (Fig. 76). This suggests first that the flow was saturated in water and then was channelized, filling then paleo-valleys: consequently, we observe high variations of thickness of the unit depending on its spatial localization.

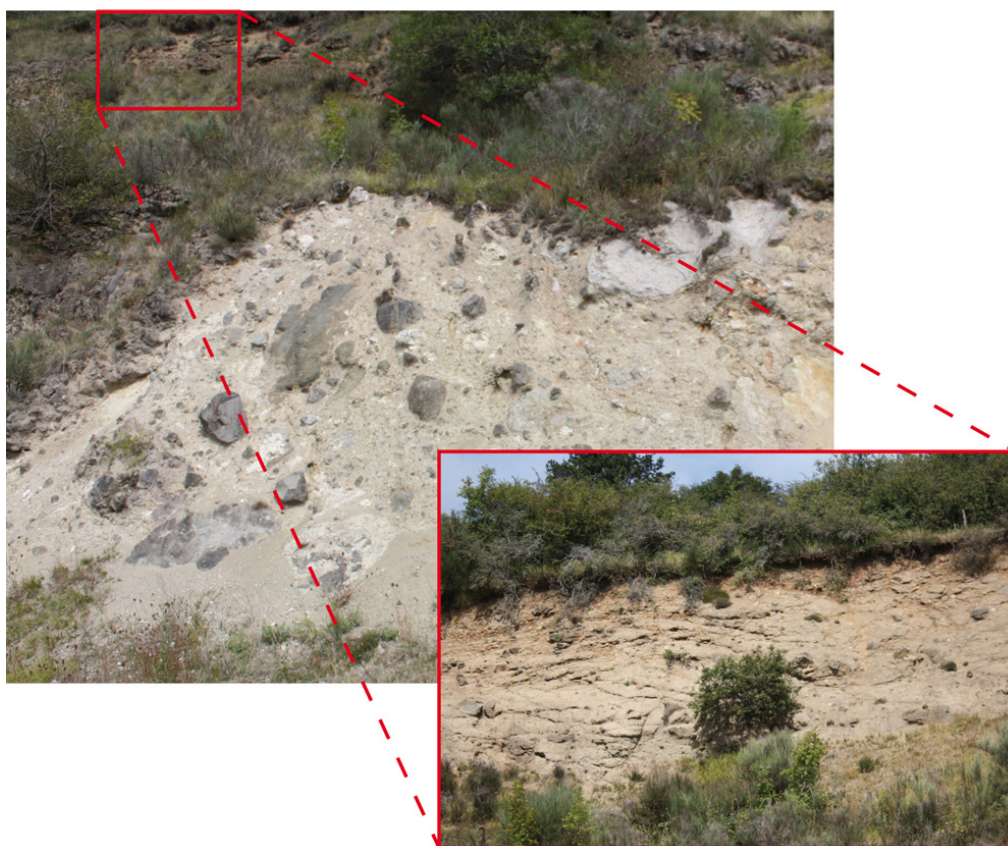


Figure 76 – Water release structures at the top of the LBF deposit in the western sector of the massif near Rouffilanges.

Tableau 3 - Key criteria for distinguishing Debris Flow Lahar from Volcanic Debris Avalanche and Cantal Large Breccia Flow (adapted from Pierson, unpublished, personnel communication).

Process	Debris Flow Lahar	Volcanic Debris Avalanche	Cantal Large Breccia Flow
Deposit type	cohesive deposit	clay-rich cohesive	cohesive
Sediment composition	volcaniclastic hard rock fragments (\pm hydrothermally altered rocks) = polymictic sediments	soft, hydrothermally altered rocks, unaltered rocks = polymictic or oligomictic mixture	polymictic sediments
Particle shape	subangular to subrounded	angular to very angular; clasts fractured with or without deformation; jigsaw fractures; shear zones	subangular to subrounded; no fractured blocks or poorly fractured; no jigsaw cracks
Surface appearance	typically rough	hummocky	rough
Particle size	clay to very large boulders	clay to enormous debris blocks > 100 m	clay to enormous debris blocks > 100 m
Particle size distribution	muddy sandy gravels; matrix packs all spaces between clasts	matrix packs all spaces between clasts except within debris blocks where open cracks may exist; clasts clusters	muddy sandy gravels; matrix packs all spaces between clasts; no clusters
Fabric	random to weak imbricate (long-axes parallel to flow direction) + pronounce grading of clast size	weak bed- and flow-parallel alignments of elongate clasts and debris in shear zones, clasts are often clustered in deposits	no bed or flow alignments, random ?
Consistence and induration	hard to very hard	friable to very hard	hard to very hard
Stratification	massive flow unit, not stratified, no distinct depositional contacts between different age units, clast clusters do not occur	no primary bedding, possible stratification in blocks-inherited, pseudo bedding in basal shear zone	massive flow unit, not stratified, clast clusters do not occur, bedding in basal shear zone ?
Thickness	0.5 - 10s m	100 m	\approx 50 m (up to 100 m)
Grading	normally graded, but inversely graded and ungraded units relatively common	ungraded	ungraded
Lithofacies	channel facies to flood-plain facies; no faulting of blocks	block facies > 70 % of DA blocks, intermediate facies 10-70 % DA blocks and 30-90 % of mixed material (clustered clasts and matrix), mixed facies < 10 % DA blocks and > 90 % mixed material (distal part of the deposit); faulting of blocks	no distinction between matrix and block facies = 100 % mixed facies; no faulting of blocks
Deposit architecture	upper surface relatively smooth and flat, accumulations at surface of fines in depression due to dewatering during consolidation, sometimes deposit margins are lobate, filling valleys	hummocky surface, steep lateral margins and flow fronts, shear deformation within blocks vary from little to extreme contortion, shearing localized at base of deposit, finely fractured and clay-rich blocks plastically deform when sheared, lateral levees, deposit surface have prominent linear ridges parallel to flow direction	upper surface relatively flat; dewatering structures at the surface; filling valleys
Evidence of heat	unlikely	potential gas-escaped pipes, buried large fragments of a cryptodome	absent
Erosion	powerfully erosive, striate bedrock, carve U-shaped channels	bedrock can be striated, can erode tens of meters into underlying deposits	bulking process ?, powerfully erosive
Initiation mechanism	rainfalls, lake break-out, ice/snow melting, crater lake eruption	volcano sector collapse	crater lake eruption

II.4.2.1.3 Dimensions of the deposit

The volume calculation of the LBF deposit requires knowing its area of extension and its thickness. Although the deposit is highly eroded and its limits difficult to observe, it is possible to estimate an order of magnitude of its volume. The LBF propagates in a radial way from the caldera rims to the annular plains of the volcanic complex until 25 ± 5 km, and then is probably reworked as shown by the sandy-graveled facies in the distal parts. So we approximate its extension as a circle which area is $\pi \times 25^2 = 1\,960 \text{ km}^2$ from which we subtract the elliptical caldera area ($\pi \times 4 \times 5 = 63 \text{ km}^2$), we obtain then a deposit area of about $1\,900 \text{ km}^2$. The

thickness of the deposit is very variable as function of the paleo-valleys fillings and can reach more than 150 m. But, most of the time, the deposits thickness all along its downstream propagation, from field observation, is less than 50 m (Fig. 77). Thus, considering a maximum average thickness of 50 m, we obtain an order of magnitude of a maximum volume of $1\,900\text{ km}^2 \times 0,05\text{ km} \approx 10^2\text{ km}^3$. This volume estimation is twice less than the volume of the totality of the DAD of the massif estimated by Vidal (1998) at 180 km^3 .

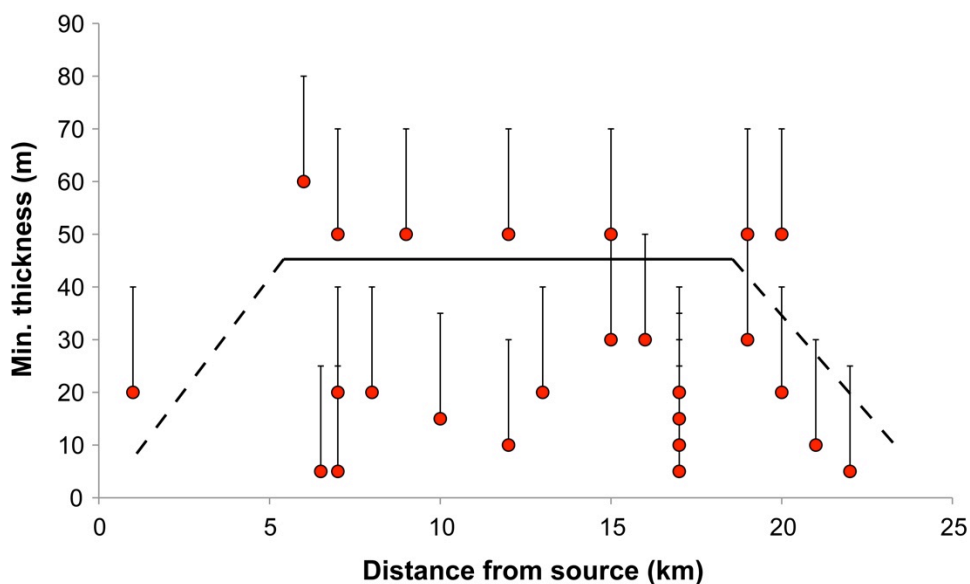


Figure 77 – Variation of the minimum thickness estimated from field observations as a function of the distance from the source.

Long run-out mass movements are generally compared in diagrams showing the evolution of the ratio H/L with their volume. The H/L ratio defines the relative runout and is a measure of the efficiency of rockfall movement. For a rigid mass, this corresponds to the inverse of the coefficient of sliding friction (Dade and Huppert, 1998). Parameters governing this runout are linked with the presence of lubricating fluids such as trapped air or water, molten material and heat-generated pore pressure. Legros (2000) proposed that the runout distance depends primarily on the volume and not on the fall height. He shown that air is not efficient for fluidising large landslides as air would rapidly pass through the debris in the form of bubbles during batch sedimentation. Water is much more efficient as a fluidising medium due to its higher density and viscosity, and its incompressibility. Thus, as recently proposed for debris flows, Legros (2000) suggested that assessment of hazards related to landslides should be based on the correlation between the volume and the area

covered by the deposit, rather than on the apparent coefficient of friction. This is the way we will study the dimensions of the LBF.

To evaluate the consistency of the volume of the Cantal LBF, we compare it to known natural flows on Earth. But, most of these propagate on a preferential direction and not in a radial way. To set straight the comparison, we divide the LBF deposits into 6 identical sectors, preserving the volume/area ratio, as function of preferential directions (Fig. 78), and we obtain a deposit area of $\approx 300 \text{ km}^2$ with a volume of $\approx 17 \text{ km}^3$ for each sector. In comparison with the largest debris flow on Earth (Iverson, 1998), the LBF volume/area ratio is consistent with the general trend (Fig. 79). The Osceola mudflow (Mont Rainier, USA) presents a similar order of magnitude with a relatively large volume of $3,8 \text{ km}^3$ distributed on an area of 550 km^2 (Iverson, 1998).

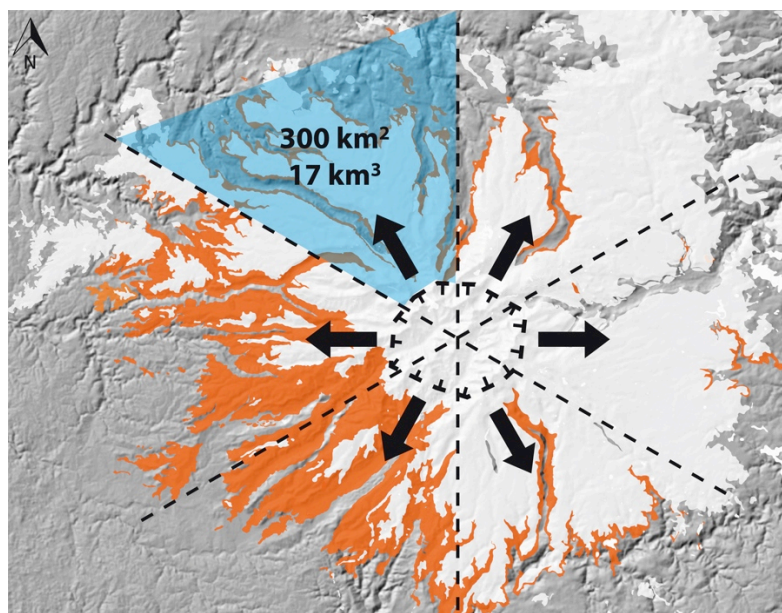


Figure 78 – To compare the LBF to known natural flows on Earth, we divide the deposit into 6 sectors as function of a preferential direction. Each sector area is 300 km^2 for a volume of 17 km^3 . These dimensions are identical for each sector as the LBF propagated all around the volcano to ca. 25 km from the source.

To compare the LBF to known DA, we determine its runout distance thanks to the H/L ratio, with $H \approx 700 \text{ m}$ from the source elevation (1300 m) to the distal facies in the annular plain (600 m) at 25 km (L) (Leibrandt et al., to be submitted). We obtain a relatively low $H/L \approx 0,028$. The LBF plotted in a H/L versus V (Fig. 80) appears again as one of the largest debris flow on Earth.

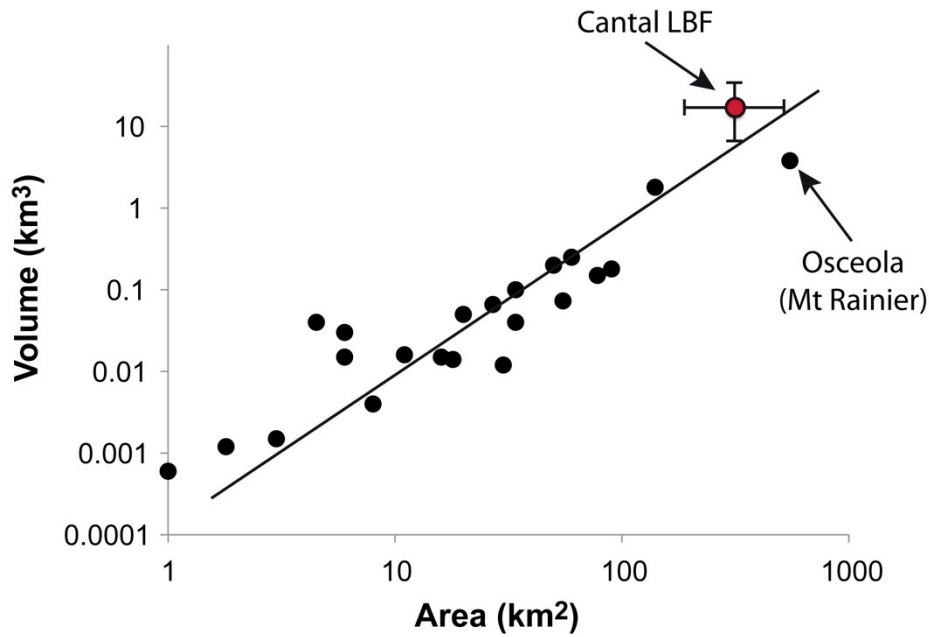


Figure 79 – Diagram of volume versus area covered by the largest known debris flows on Earth (data from Iverson et al., 1998), including the Cantal LBF. Notice that even with high uncertainties on the area and the volume of the Cantal LBF, it fits with the general trend.

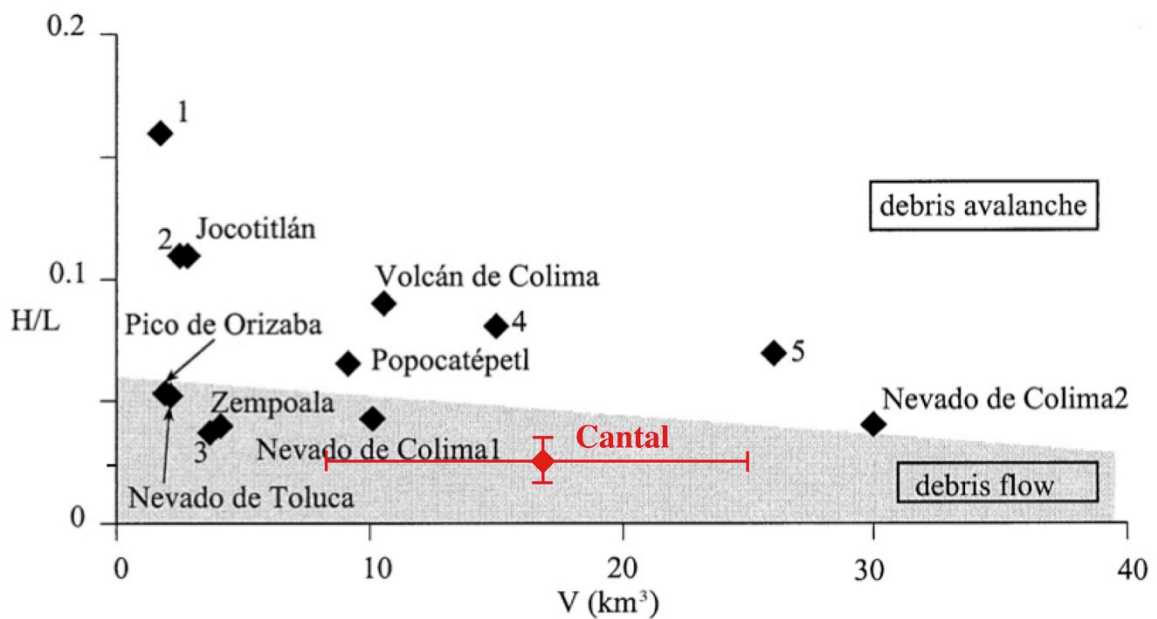


Figure 80 – Diagram of H/L versus Volume for Mexican cases and some examples of cohesive debris flows (Cantal Large Breccia Flow, this study, and 3: Osceola Mudflow, Mt. Rainier, Vallance and Scott, 1997) and volcanic debris avalanche deposits of the world (from Siebert et al., 1987). 1: Bezymianny. 2: Mt. St. Helens. 4: Socompa. 5: Shasta. (adapted from Capra et al., 2002). Notice that even with high uncertainties on the volume of the Cantal LBF depending on its thickness and deposition area, it fits within the debris flow field.

II.4.2.2 Discussion

II.4.2.2.1 Depositional mechanism and dynamics of the LBF

First of all, the preservation of the clasts, which are neither fractured nor deformed, implies a non-turbulent behavior of the flow. Megablocks ($> 10^2$ m) are deposited within few km from the source, whereas blocks < 20 cm are transported until the distal facies. The decrease in clasts-size and proportion with distance suggests a laharic behavior. Thus, the LBF should be normally or inversely graded, which we do not observe. Indeed, we suggest that this is due to the incorporation of secondary material. The flow is powerfully erosive during his downstream propagation. This bulking process supplies the flow with exotic material (basement rocks, sediments, woods) implying a decrease of the water/sediment ratio with distance and a “en-masse” deposition (Fig. 81).

The transportation on several km of megablocks as, for instance, the 150 m diameter trachyandesitic massive lava block of Pas de Cère in the SW part of the volcano, suggest a high viscosity of the flow. This megablock seems floated at the top of the unit. Clasts > 1 m are randomly distributed in the flow on a vertical profile and also seem floated in the matrix. Moreover, the bulking process and the “en-masse” deposition suggest that the flow has a Bingham behavior: the velocity vectors are constant within the flow from base to top, excepted at the sole where there is a shear zone. This one has been highlighted by Schneider and Fisher (1998), where they shown tension cracks within the Hercynian basement in Mars valley in contact with the flow (interpreted there as a volcanic DA), and cataclastites in Maronne valley. Furthermore, the absence of stratification within the unit suggests the absence of pulses: the flow emplaced during a unique event. Takarada et al. (1999) proposed that this type of flow constitutes a plug (Fig. 82). This term is generally employed for DA but it defines a behavior that can be applied to cohesive debris flows.

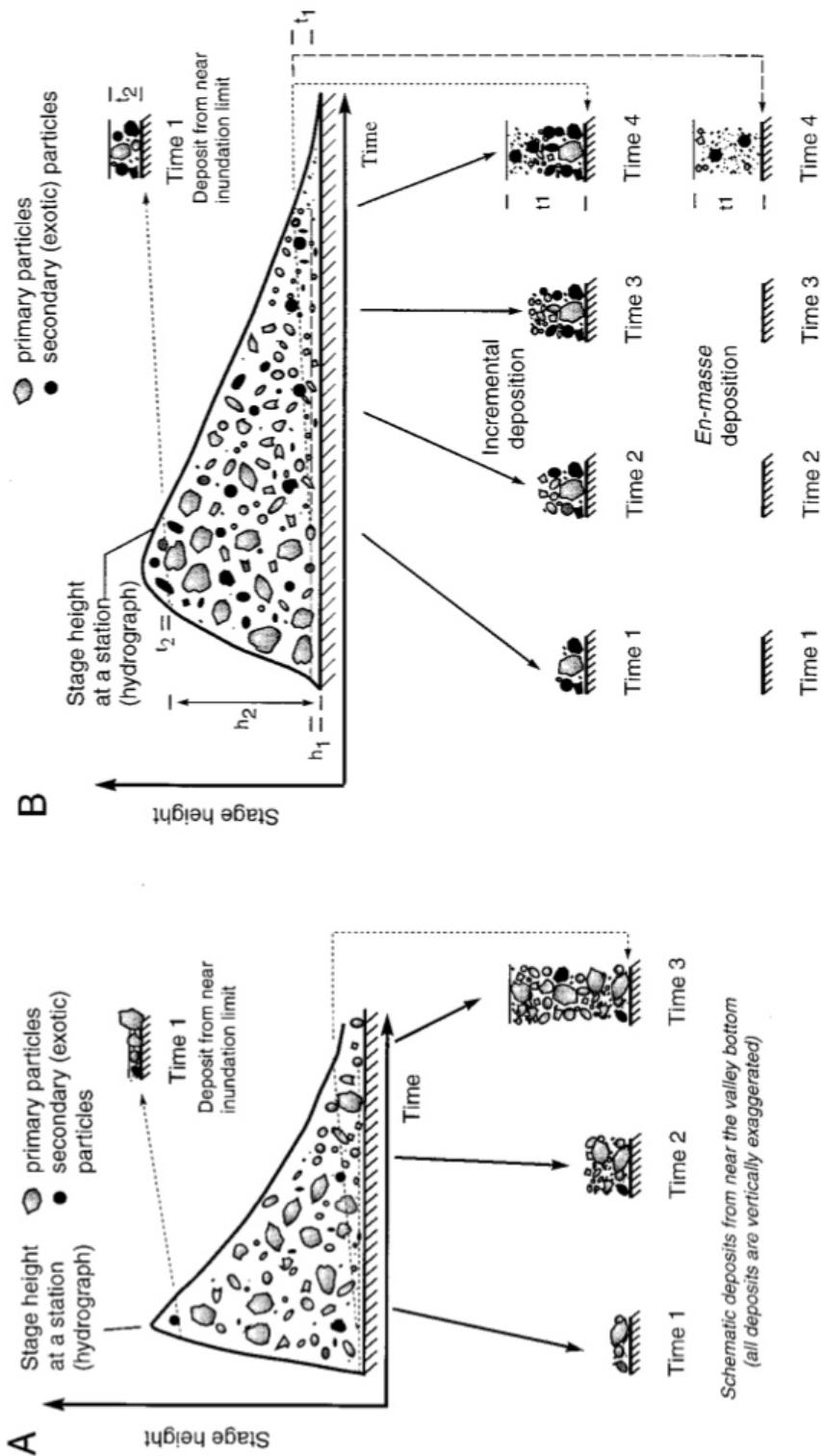
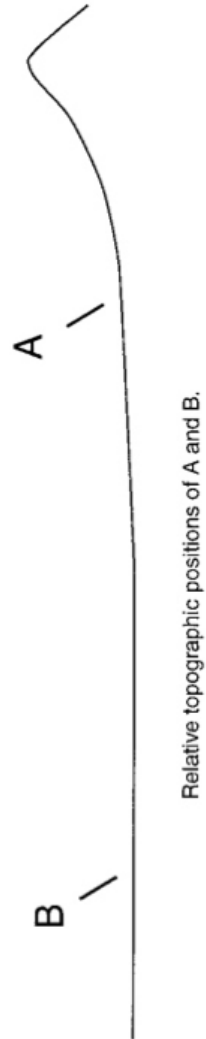


Figure 81 - Schematic hydrographs showing the behavior and downstream changes of lahars that begin as avalanches of water-saturated debris (Vallance, 2000). With distance downstream (A to B), the lahar incorporates secondary exotic particles. The diagram B also illustrates how an inverse longitudinally graded flow can accrete incrementally to form a normally graded deposit.



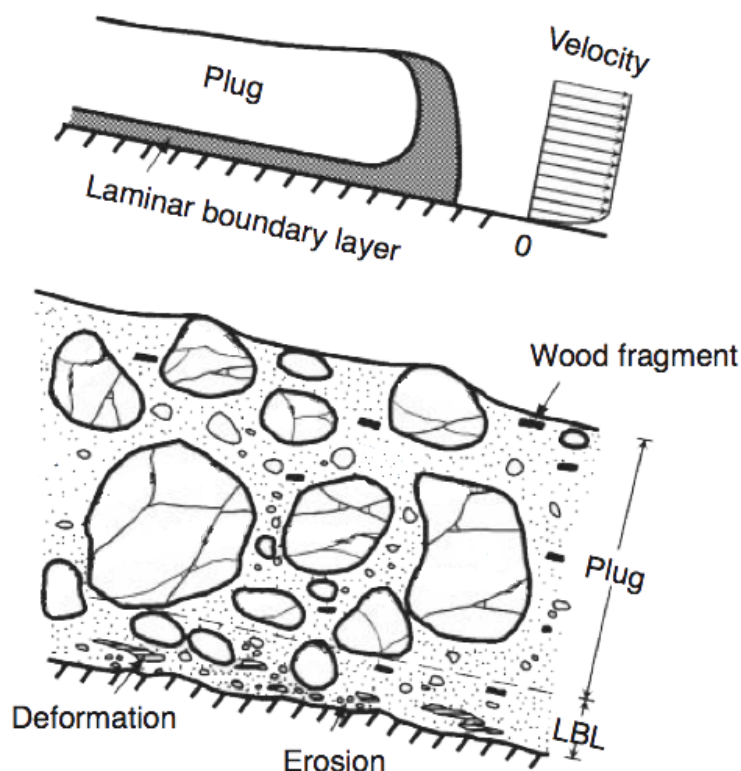


Figure 82 - Emplacement mechanism of a breccia flow. The upper figure show the physical model with velocity profile, the lower one show a cross section of the breccia flow. LBL: low boundary layer. (modified from Takarada et al., 1999)

To sum up the characteristics of the LBF, we describe the sediment-support and depositional mechanisms in correspondence with the Smith and Lowe (1991) classification (Fig. 70) as a non-turbulent flow with a high dispersion of the grains. The LBF presents also characteristics of a cohesive flow and a “en-masse” deposit. Furthermore, the sediment/water ratio is high considering the bulking process. Thus, the LBF could correspond at this step of our study to either a DF or a wet DA process. To discriminate more precisely these two processes, we need to look at evidences of fluid buoyancy and triggering-process.

Fluid buoyancy applied to natural flows is a force exerted by a fluid that opposes a clast weight. As the fluid is the water, DA, which are most of the time dry flows (Smith and Lowe, 1991; Coussot and Meunier, 1996), do not support large clasts thanks to water but thanks to the particles-particles interaction within the matrix (Vallance, 2000). In both cases, DA and DF, we observe large clasts floating in the particles that constitute the matrix. We observed probable water release structures at the top of the unit, but only in one place, so we cannot consider it as an evidence but

a clue for the presence of water. In order to discriminate these two processes, we thus have to look for the presence of water at the source and so for the morphology of the source and the triggering process.

II.4.2.2.2 Triggering process of the LBF

The triggering process is dependant, among others, on the morphology of the source. It has been established that 7.9 Myrs ago the Cantal volcanic complex owned an elliptic central caldera, and it has been shown that the maximum elevation of the caldera borders did not exceed 2000 m (Leibbrandt et al., to be submitted). Based on field observations and mapping, the source of the LBF correspond to the caldera rims. It has also been established that flank destabilizations are not in accordance with the morpho-structural evolution of the volcano, especially since the caldera has been highlighted and dated around 8 Ma. These are sufficient arguments to maintain that the LBF cannot be defined as a volcanic DA. We propose then that the LBF is defined as a debris flow, implying an important amount of water content. This event is instantaneous, so it cannot be assigned to the effect of precipitations, as the volume of implied water is quite large. We also dispel the hypothesis of the presence of an ice-caped volcano summit, as the initial massif elevation was low (ca. 2000 m max.) and the climate was too warm at this period (e.g. Bruch et al., 2011). Field observations show that there are varves clasts and diatomite fields within the breccia flow. Consequently, these lacustrine deposits have been transported from the center of the volcano, which means from the caldera. This supposes the presence of a lake inside the caldera, which is a quite common case and correspond to the most voluminous lake systems (Delmelle and Bernard, 2000). The presence of a central lake had already been proposed by Cantagrel (1995) but had no sense since previous authors suggested successive flank destabilizations (Vidal, 1998 ; Nehlig et al., 2001). In order to verify the possibility of the presence of a caldera lake, we estimate its dimensions. To do that, we need to know how much water is needed to initiate the LBF. Based on its estimated volume ($\approx 100 \text{ km}^3$) and on its debris flow characteristics (20 to 30 % water content after classifications), the amount of water implied in the process should be 20 to 30 km^3 . We know the area of the elliptic caldera (63 km^2) and its geometry as a piecemeal disruption subsidence process (Leibbrandt et al., to be submitted), which means that we can approximate its shape as a cylinder because the compensation of the relative elevation of the disrupted

blocks makes the caldera floor relatively flat in terms of geometry. We also assert the initial condition that the lake filled the whole caldera and that all the available volume of water has been implied in the initiation of the giant debris flow. As we also know the volume of water needed, we deduced, with a simple geometric calculation, a depth of the lake between ≈ 320 and 480 m. These dimensions are not absurd and are of the same order of magnitude than the Crater Lake (Mont Mazama, USA) dimensions (28 km^3 ; 48 km^2 ; 589 m deep) (Bacon et al., 1997).

Volcanic debris flows (lahars) can be triggered by lakes break-out (Vallance, 2000; Manville, 2010), especially from craters or calderas. For instance, the catastrophic ejection of the Kelut crater lake (Java, Indonesia) (Thouret et al., 1998) induced the generation of lahars. Regular eruptions within the Ruapehu crater lake (New Zealand) produce lahars that cover the edifice slopes (e.g. Cronin et al., 1997; Hodgson et al., 2007; Keigler et al., 2011) (Fig. 83). Thus, we suggest that the Cantal LBF triggering process could be issued from a major intracaldera lake eruption.



Figure 83 - The 29th February 1980 subaqueous eruption in the crater lake of Ruapehu volcano (New Zealand) (credit Peter Otway, New Zealand Geological Survey).

II.4.2.2.3 An intracaldera lake eruption: emplacement scenario of the LBF

Number of crater lake eruptions result in catastrophic surface waves, dramatic changes in lake levels that sent flood water over crater rims producing devastating lahars and outburst floods (Fazlullin et al., 2000; Colvin et al., 2008; Manville, 2010; Morrissey et al., 2010; Kataoka, 2011). Recent numerical models of crater lake eruptions highlight the triggering-process of dramatic hazards.

We focus on experiments realized by Morrissey et al. (2010) to propose a Cantal LBF triggering-process. These are based on the observation of surtseyan dynamics related to subaqueous eruptions within crater lakes as the ejection of juvenile material (blocks and ash), geyser-like jets or base-surge rings. The fluid phases involved in the simulations include air, H₂O and andesitic melt. Investigated parameters are the water depth, the mass of superheated vapor and the initial pressure of superheated vapor inside the conduit. The ejection of the fluid phases through the lake leads to the deformation of the surface of the lake giving birth to radial and vertical jets associated to surface waves propagating in a radial way (Fig. 84). Simulations show that for an important eruption pressure (15 MPa) and a lake depth of 120 m, it causes radial jets that can reach 185 m high and a surface wave as 20 to 30 m high surges that reach and cascade over the caldera rim walls (Morrissey et al., 2010).

Based on field observations made on the Cantal volcano, there are similarities with crater lake eruptions: (1) a caldera lake; (2) the LBF, identified as a syn-eruptive debris flow, had a radial propagation from the caldera rims; (3) geomorphological field observations suggest caldera rim breaches (Leibrandt et al., to be submitted; Fig. 85). Moreover, trachyandesitic megablocks transported in the debris flow several km from the source can be interpreted as caldera walls pieces resulting from rim breaching.

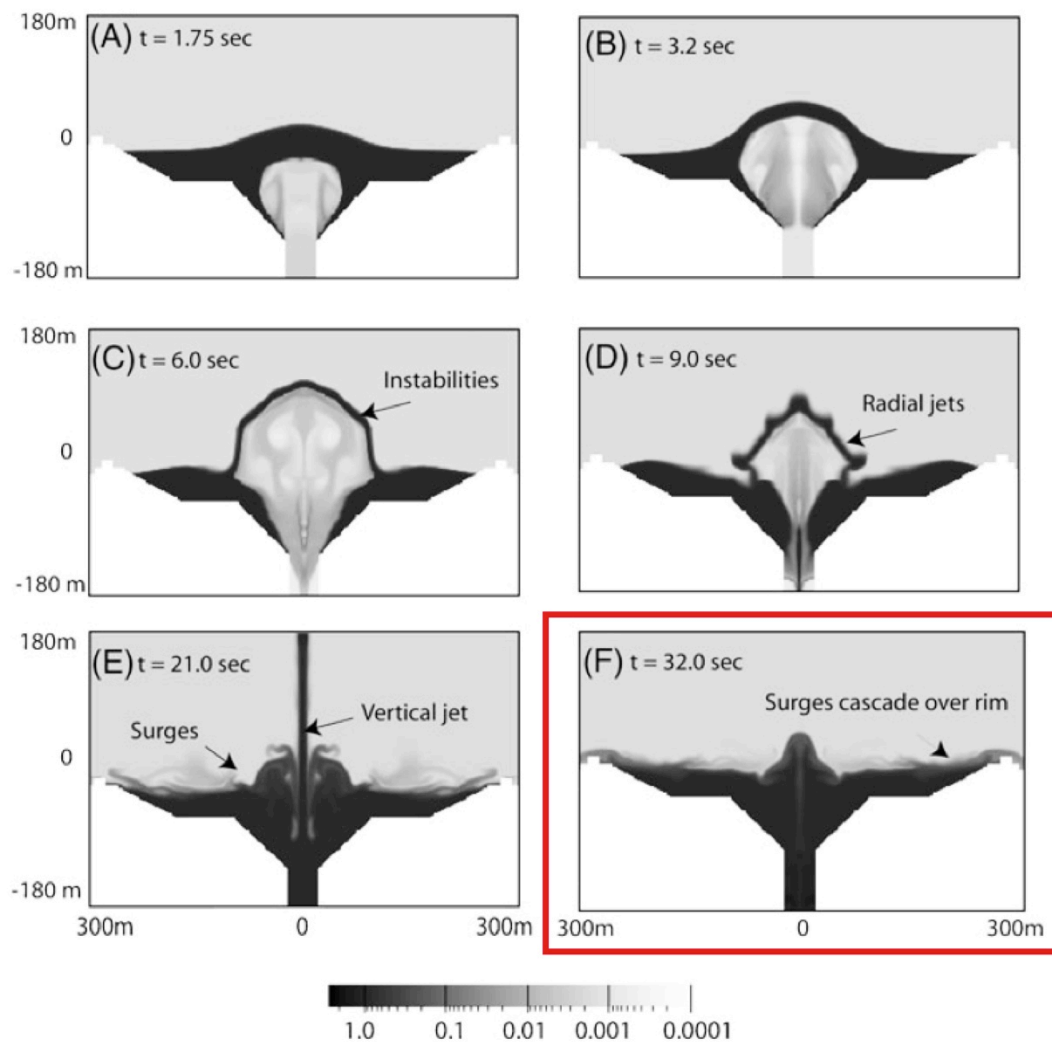


Figure 84 - Snapshots of the density field simulations. A gas cavity rapidly forms and expands before collapsing. As the cavity collapses, instabilities form along the lake surface forming radial jets that coincide with the development of the vertical jet. Surge flows are observed to flow toward the crater rim and begin to flow down the crater walls. Grey log-scale represents density in units of kg/m^3 . (Morrissey et al., 2010).

The majority of hydromagmatic eruptions takes place in weak water thickness from several meters to tens of meters. But four historical eruptions took place in a water thickness > 100 m including a Ruapehu volcano eruption ca. 180 m or Ritter Island eruption (Papouasia-New Guinea) ca. 400 m (Mastin and Witter, 2000). In this last case, the eruption produced a 400 to 500 m plume height and tsunamis. The Cantal caldera lake thickness has been estimated between ca. 480 m and 320 m. The amount of juvenile material, although difficult to estimate, is probably important during the lake eruption and the presence of pumices indicates a high explosivity degree. Then, the aerial ejection of juvenile material in the Cantal case study is proved possible, as much as a surtseyan dynamics.



Figure 85 - Schematic view of the Large Breccia Flow emplacement on the volcano eastside based on field interpretations. The Alagnon valley incision results from a crater rim breached that permits the release of the LBF issued from an intracaldera lake eruption, transporting then lacustrine deposits (diatomites). (3D view : Google Earth 2011)

Moreover, it is possible to estimate, at the first order, the volume of juvenile magma involved in the subaqueous eruption. The matrix of the LBF deposit is composed of 10 to 20 % of pumices, and the ratio matrix/clasts in the deposit is most of the time ca. 50 %. Thus, considering that the pumices represent the juvenile material (taking into account that the volume of the preceding local pumice levels which could be reworked is quite low), we estimate a volume of juvenile magma ca. 10 km³. This represents 10 % of the entire volume of the LBF (ca. 100 km³), it means that the bulking process during the emplacement of the LBF is high efficiency.

II.4.2.3 Conclusions

Based on field observations, we have determined the sedimentological and morphological characteristics of the Cantal Large Breccia Flow. According to other studies of known breccia flows on Earth and the classification established in literature, we suggest that the LBF is a large cohesive debris flow implying a relatively important amount of water. We propose then here a scenario of emplacement of the LBF resulting from an intracaldera lake eruption (Fig. 86): 7.9 Myrs ago, a differentiated magma, stocked in a shallow reservoir, ascended thanks to fractures individualizing the blocks of the piecemeal disrupted caldera. Magma gas exsolved and pumices were formed. Follows the ejection of the pumice and pulverized juvenile material within the caldera lake, mixing with the water resulting in the initiation of a volcanoclastic mud. At this stage, two scenarii are possible: (1) the volume of the lake increases dramatically, the threshold is reached and the mud overflows in a radial way on the volcano slopes, breaching weakened caldera walls; (2) the intensive and powerful ejection of material deforms the surface of the lake giving birth to a surface wave that propagates in a radial way and overflows the caldera rims, breaching them in some places (Fig. 86). In both cases, the initiated flow propagated downstream all around the volcano. The water/sediment ratio is high on the proximal slopes, which characterise a hyperconcentrated flow, then the flow incorporates secondary material to form a giant debris flow that filled paleo-valleys regularizing the volcanic complex slopes and reaching a distance up to 25 km from the caldera rims.

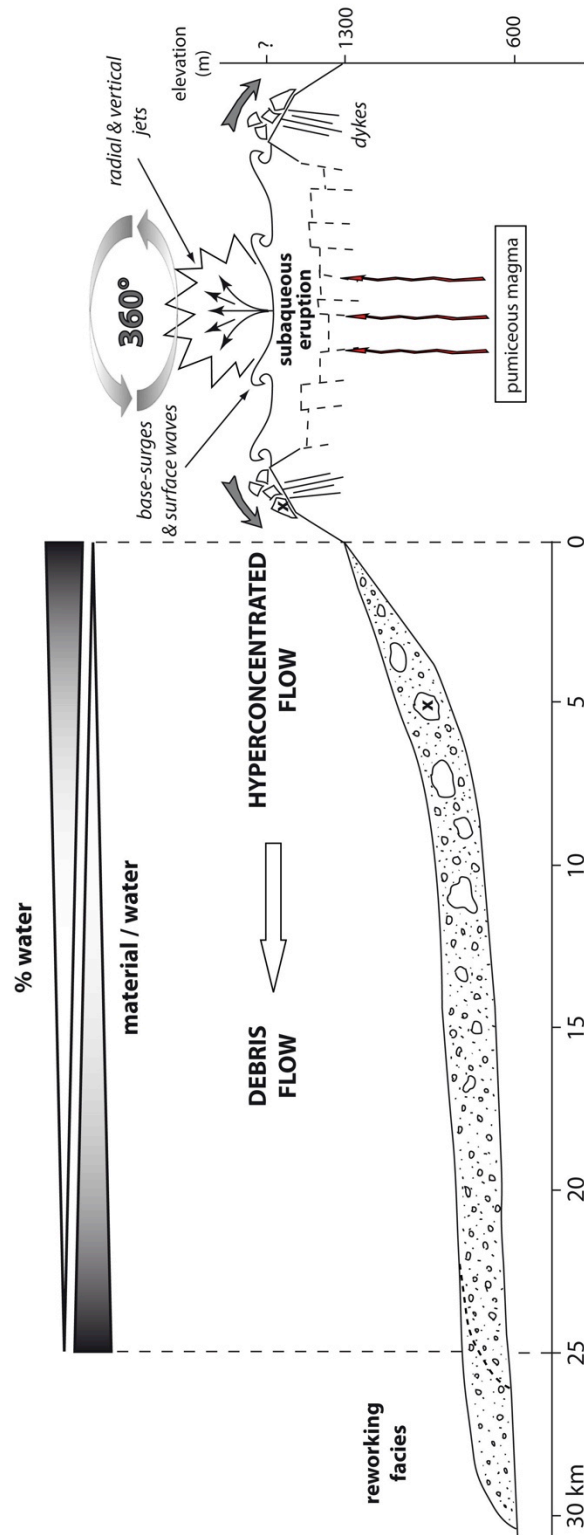


Figure 86 - Schematic emplacement scenario of the Cantal Large Breccia Flow resulting from an intracaldera lake eruption. 7.9 Myrs ago, a differentiated magma, stocked in a shallow reservoir, ascended through fractures individualizing the blocks of the piecemeal disrupted caldera. The ejection of pumices and pulverized juvenile material within the caldera lake, as a surtseyan dynamics, formed a volcanoclastic mud that initiated first a hyperconcentrated flow transformed into a debris flow by incorporation of volcanic material on the volcano slopes. The Cantal Large Breccia Flow propagated to ca. 25 km all around the volcano.

II.4.3 DONNEES EXPERIMENTALES SUPPLEMENTAIRES: LA MATRICE COMME INDICATEUR DU TYPE D'ÉCOULEMENT

De façon à approfondir les investigations quant à la dynamique de l'écoulement, nous avons réalisé une étude granulométrique (cf. annexes). Il existe des protocoles d'étude des dépôts lahariques pour des analyses granulométriques mais seulement pour des lahars événementiels ou récemment déposés, c'est-à-dire non indurés. Dans ce cas, la préparation pour la granulométrie s'effectue par tamisage des différentes fractions, depuis les blocs et les graviers jusqu'aux silts. Mais la difficulté à laquelle on se heurte dans le cas du GEB est l'induration du dépôt, âgé de 8 Ma : il est difficile de prélever un échantillon du dépôt sans le casser, ce qui biaise de fait les résultats de granulométrie. Nous avons donc décidé, afin de réduire les risques de biaiser la granulométrie, de travailler à l'échelle de la matrice. Pour ce faire, des échantillons de matrice ont été prélevés tout autour du massif à différentes distances de la source (Fig. 87). Il a été possible pour la plupart des échantillons de matrice d'individualiser les grains sans les casser.

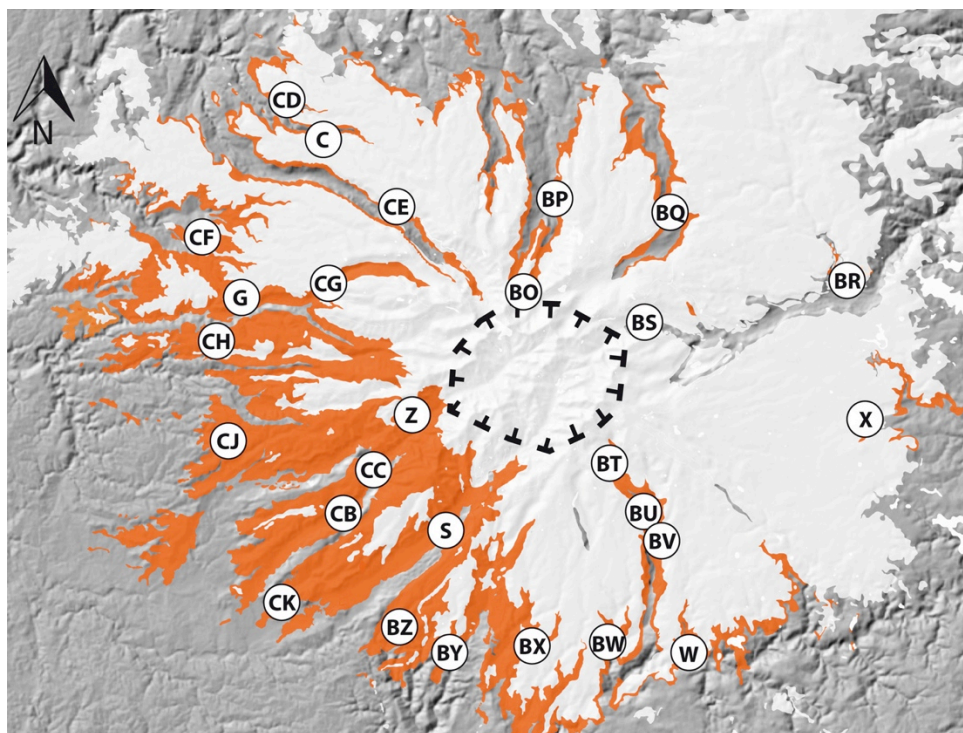


Figure 87 – Localisation des échantillons prélevés de matrice du Grand Écoulement Bréche.

En réalité, l'objectif originel de cette expérience était d'étudier la nature et les variations de proportion d'argiles présentes dans la matrice de la brèche. Mais cette

étude n'a pas été concluante quant à la discrimination de la nature des argiles et leur distribution au sein de l'écoulement qui ne révélait pas de tendance exploitable. C'est pourquoi nous avons, à l'origine, tamisé les échantillons de matrice à moins de 100 μm . Nous avons voulu alors expérimenter une analyse granulométrique très fine du matériel disponible et avons obtenu des résultats préliminaires de granulométrie plutôt intéressants.

II.4.3.1 Granulométrie laser : résultats préliminaires

Les résultats du granulomètre laser sont étudiés en fréquence de taille de particules. Tout d'abord, nous réalisons un graphique des fréquences moyennes de tous les échantillons qui montre que toutes les courbes sont en phases. Ceci nous permet de nous assurer de l'absence d'artefacts ou d'erreurs d'analyse, et d'accorder ainsi de la signification à chacune des courbes de distribution de la taille des particules (Fig. 88). Ici, chaque courbe représente les échantillons de matrice au sein d'un intervalle de distance depuis la source de 0 à 25 km avec un pas de 5 km. On utilise dans notre étude l'écart type des données mesurées en fonction de la granulométrie, c'est-à-dire la dispersion de la taille des particules en fonction de classes granulométriques (définies par l'appareil de mesure entre 0,02 et 2000 μm).

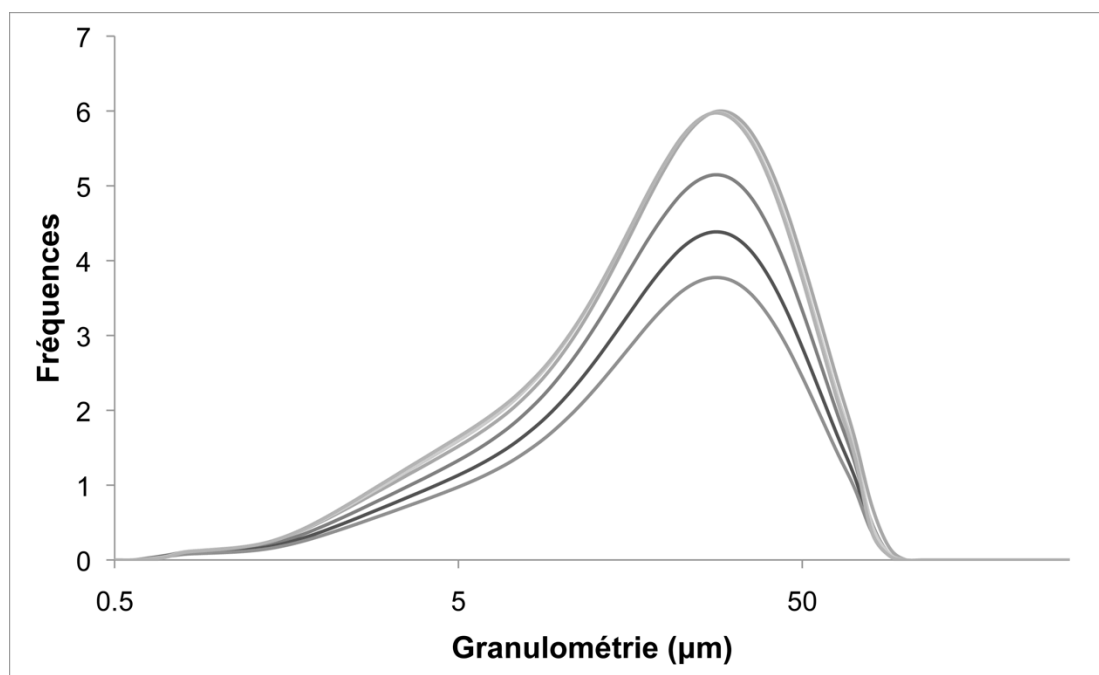


Figure 88 – Fréquence de la taille des particules au sein de la matrice du GEB en fonction de la granulométrie. Les 5 courbes représentent les échantillons de matrice au sein d'un intervalle de distance depuis la source de 0 à 25 km avec un pas de 5 km.

Avec un graphique de la dispersion des tailles de particules (écart type) en fonction de la taille des particules (granulométrie en μm), on obtient une courbe traduisant une répartition bimodale de la taille des grains (Fig. 89). Une population de taille de grain autour de 10 μm représente les grains fins et une autre autour de 50 μm représente les grains plus grossiers. Ainsi, lorsque l'on considère la totalité de l'écoulement depuis sa source jusqu'à son front, la répartition de la taille des particules au sein de la matrice est bimodale.

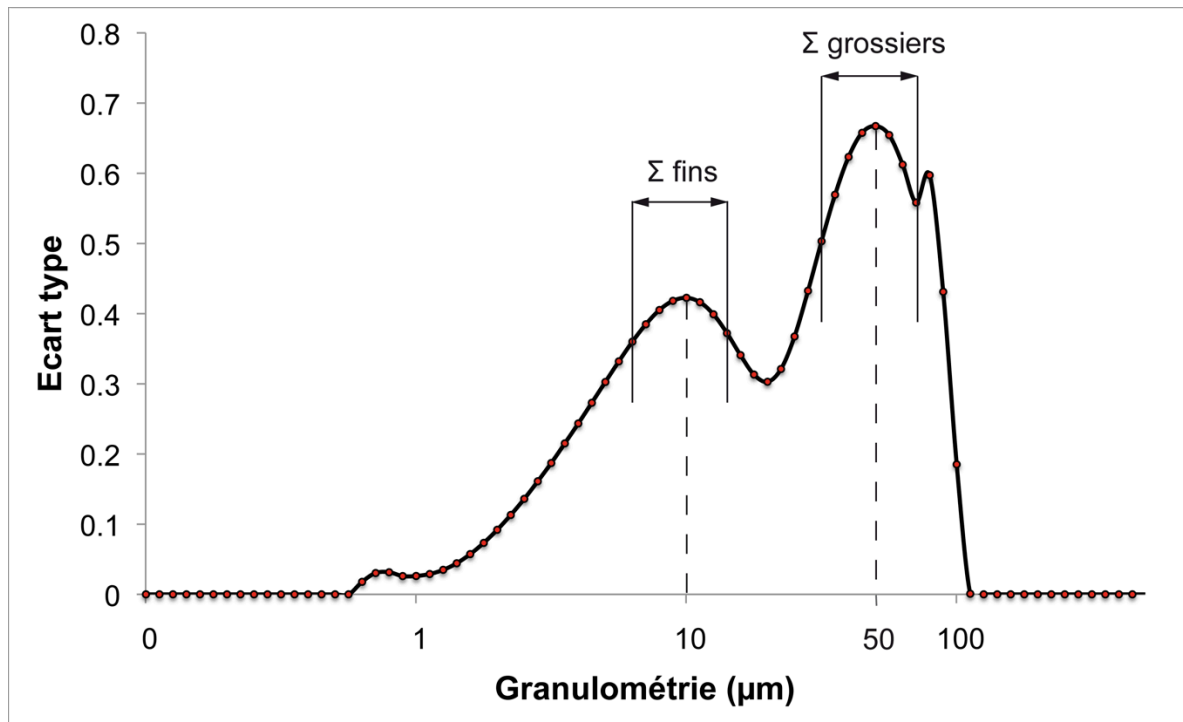


Figure 89 – Distribution de la taille des particules au sein de la matrice du GEB en fonction de la granulométrie quelle que soit la distance à la source. Les points $< 1 \mu\text{m}$ et le point à $\approx 80 \mu\text{m}$ sont atypiques et ne sont pas pris en compte.

Par ailleurs, lorsque l'on réalise plusieurs courbes, selon la distance à la source, de dispersion des tailles des particules en fonction de la granulométrie, on obtient deux types de distribution (Fig. 90) :

- (1) En zone proximale entre 0 et 10 km, la distribution de la taille des particules est **trimodale** avec des grains globalement plus grossiers (modes à 60 et 80 μm dans le domaine des sables) mais également des particules très fines (mode à $\approx 5 \mu\text{m}$ proche du domaine des tailles argileuses).
- (2) A plus de 10 km de distance à la source, la distribution est **unimodale** avec un mode à environ 30 μm dans le domaine des silts.

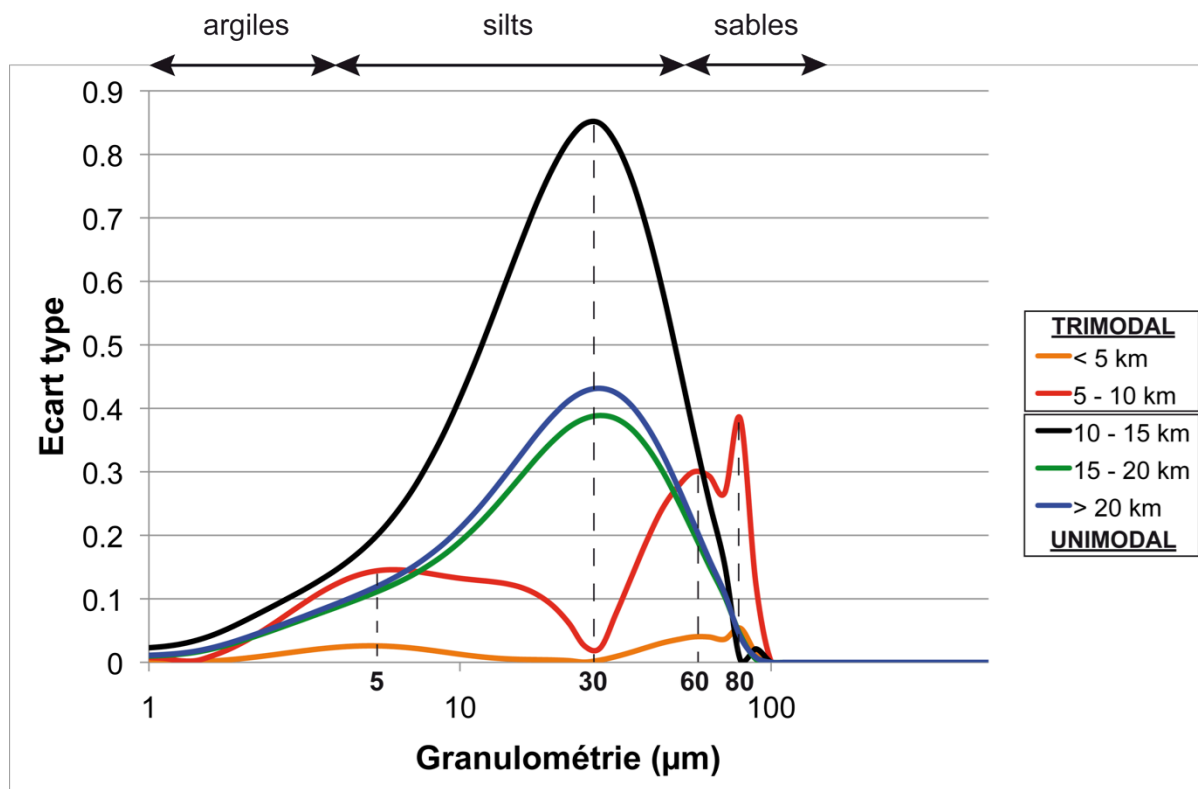


Figure 90 – Distribution de la taille des particules au sein de la matrice du GEB en fonction de la granulométrie et selon la distance à la source.

On nuance néanmoins la fiabilité des résultats car le mode à 5 µm pour une distance inférieure à 10 km (courbes orange et rouge) pourraient correspondre à un artefact du à la sensibilité de l'appareil (mais qui est théoriquement capable de mesurer des fractions de 0,02 µm).

II.4.3.2 Mise en évidence d'un écoulement syn-éruptif ?

La répartition bimodale de la taille des grains dans la matrice du GEB, quelle que soit la distance à la source, conforte tout d'abord la nature originelle du dépôt : c'est un écoulement dans lequel les clastes et notamment ici les particules qui composent la matrice présente différentes classes granulométriques selon la distance à la source. D'autre part, les variations granulométriques selon la distance à la source (Fig. 90) pourrait révéler, quant à elles, au travers de sa distribution trimodale, le comportement de l'écoulement :

(1) Les grains les plus grossiers (60 à 80 µm) remobilisés par l'écoulement sont déposés en premier, entre 0 et 10 km ;

(2) Les grains plus fins remobilisés (30 μm) sont transportés à plus de 10 km où il n'y a plus de grains grossiers (distribution unimodale) ;

(3) Le pic de particules très fines (5 μm) qui apparaît en zone proximale (le 3^{ème} pic de la distribution trimodale), à moins de 10 km de la source, pourrait correspondre au matériel volcanique juvénile pulvérisé pendant l'éruption qui a donné naissance à l'écoulement. Le panache éruptif en aérien n'a pas atteint une hauteur assez importante pour que les cendres soient emportées et dispersées par le vent loin de la source. Ainsi, les particules cendreuses très fines retombent dans une zone proche de la source.

Par ailleurs, on devrait s'attendre à retrouver un pic de particules fines à plus de 10 km de la source, puisqu'elles sont transportées plus facilement que les fractions grossières. Soit le mode à 5 μm n'est pas un résultat fiable, soit il est révélateur du caractère syn-éruptif de l'écoulement dans le sens que sa proportion est plus importante en proximal qu'en distal (où les courbes ne montrent pas de mode à 5 μm) (Fig. 90). En effet, la mise en place de l'écoulement a duré tant qu'il y avait encore de l'eau disponible dans le lac avant sa vidange totale, c'est-à-dire probablement plusieurs heures avec une vitesse de propagation de l'ordre de quelques dizaines de km/h. La propagation de l'écoulement et la durée de l'éruption sont deux événements simultanés. A partir du moment où l'écoulement ralentit sa progression, on peut imaginer que l'éruption suit son cours et donc que la proportion de particules fines pulvérisées durant l'éruption est plus importante en proximal, puisqu'elles continuent à se déposer dans l'écoulement qui, lui, ralentit. Cette étude, bien qu'incertaine quant au protocole et à l'analyse, tendrait à confirmer que le GEB est syn-éruptif.

De manière générale, la signification de la trimodalité dans la distribution des particules d'un dépôt a été mise en évidence notamment par l'étude des lahars du Semeru et du Mérapî (Indonésie) (Lavigne, 2004) (Fig. 91), et permet de distinguer les lahars syn- et post-éruptifs. Les particules juvéniles très fines ne se retrouvent principalement qu'en zone proximale, c'est-à-dire dans le rayon de retombée des tephra juvéniles. La comparaison avec l'étude ci-dessus n'étant pas appropriée en terme de tailles de grain, nous n'argumenterons pas davantage.

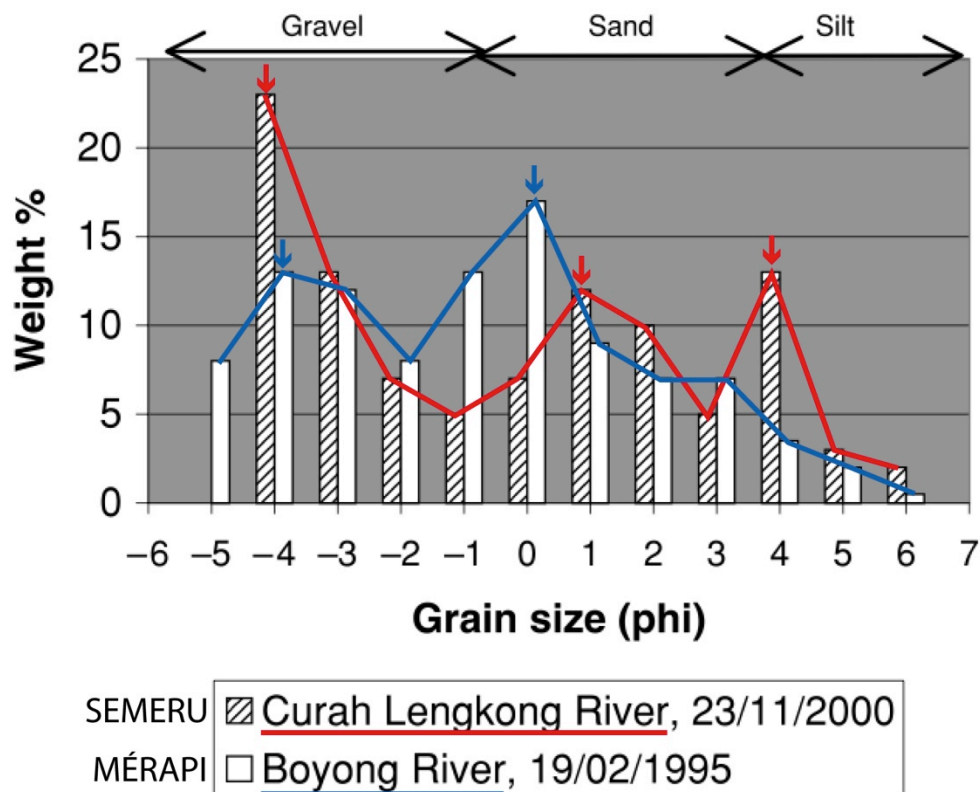


Figure 91 – Distribution de la taille des grains de deux dépôts de lahar aux volcans Semeru et Mérapî (Java, Indonésie). La distribution est bimodale au Mérapî et trimodal au Semeru (adapté d'après Lavigne, 2004).

II.5 INTERPRETATIONS : NOUVELLE HISTOIRE VOLCANIQUE DU MASSIF DU CANTAL

Basée sur les nouvelles données géochronologiques acquises au cours de cette étude, sur les observations de terrain et sur l'interprétation des unités qui composent le massif du Cantal, nous établissons une nouvelle histoire éruptive. Cette nouvelle chronologie des événements est divisée en 5 étapes depuis les formations basales en contact avec le socle jusqu'aux formations volcaniques terminales. Nous aborderons enfin les aspects d'érosion post-activités du massif du Cantal et concluons par un court résumé de l'histoire éruptive du massif.

II.5.1 UNE ACTIVITE BASALTIQUE MIOCENE (12,8 - 9,3 MA)

Dans la province du massif du Cantal, une des plus anciennes activités volcaniques, est représentée par des écoulements basaltiques directement sur le socle Hercynien à partir de 12,8 Ma. Cette activité, dispersée et faible en volume, perdure jusqu'à environ 9,3 Ma, l'une des coulées les plus récentes qui précède la construction du massif différencié du Cantal. Cette activité est contemporaine des activités Miocène terminale précoces que l'on retrouve dans d'autres provinces comme en Limagne (Cheguer, 1996) au nord ou encore dans les Causses au sud (Gillot, 1974).

II.5.2 L'EMPILEMENT INITIAL DE DOMES TRACHYANDESITQUES (9,3 - 8,1 MA)

A partir de 9,3 Ma, un magma trachyandésitique remonte à la faveur des fractures d'héritage Hercynien. La jonction entre trois directions tectoniques préférentielles (N10-N20 ; N130 ; N45) au niveau du Cantal, identiques à celles des dykes dégagés par l'érosion au centre du massif, permet la concentration d'une activité volcanique dans cette zone (Fig. 92). L'expression des laves en surface, représentée par l'unité du Complexe Trachyandésitique Inférieur, se traduit par l'éruption d'écoulements trachyandésitiques visqueux qui forment des dômes. Parfois des coulées s'épanchent plus longuement, s'intercalant au milieu des dépôts bréchiques liés à la construction et à la destruction des dômes. Les points de sortie sont multiples, délimitant une zone active d'environ 15 km de rayon autour du centre actuel du massif. Certaines extrusions isolées, plus différenciées, s'érigent en

périphérie de la zone active comme le trachyte de Saint Clément dans la vallée du Goul âgé de 8,8 Ma. Cette activité initiale de construction du complexe volcanique du paléo-Cantal dure près de 1,2 Ma.

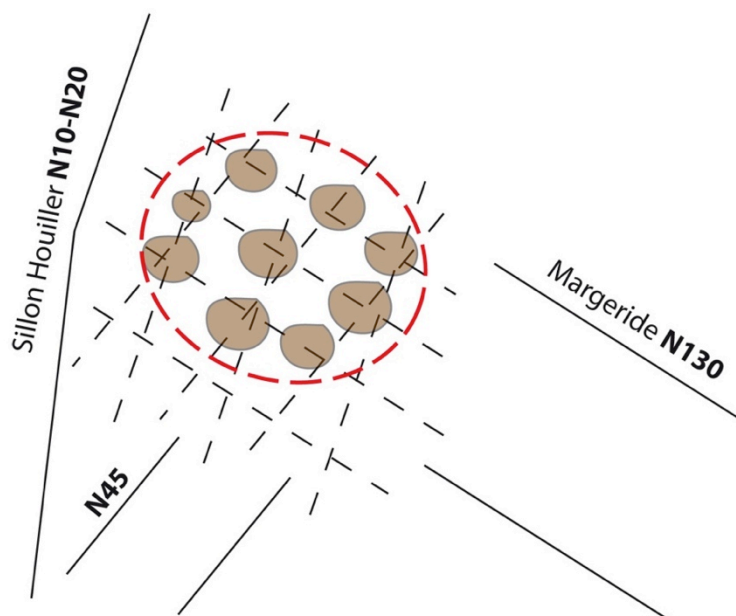


Figure 92 – Les jonctions entre les trois directions tectoniques régionales principales délimitent une zone à dôme active dont l'orientation préférentielle est N130.

La vidange partielle de réservoirs magmatiques superficiels couplée à l'instabilité tectonique du socle initie progressivement une zone d'effondrement volcano-tectonique (Fig. 93). Cette zone de faiblesse se traduit par le jeu relatif de blocs du socle par subsidence progressive. Par ailleurs, la compétition entre cette subsidence progressive et la construction des reliefs volcaniques en surface inhibe le gain croissant d'altitude. Le complexe volcanique ainsi édifié ne dépasse pas 2 000 m d'altitude.

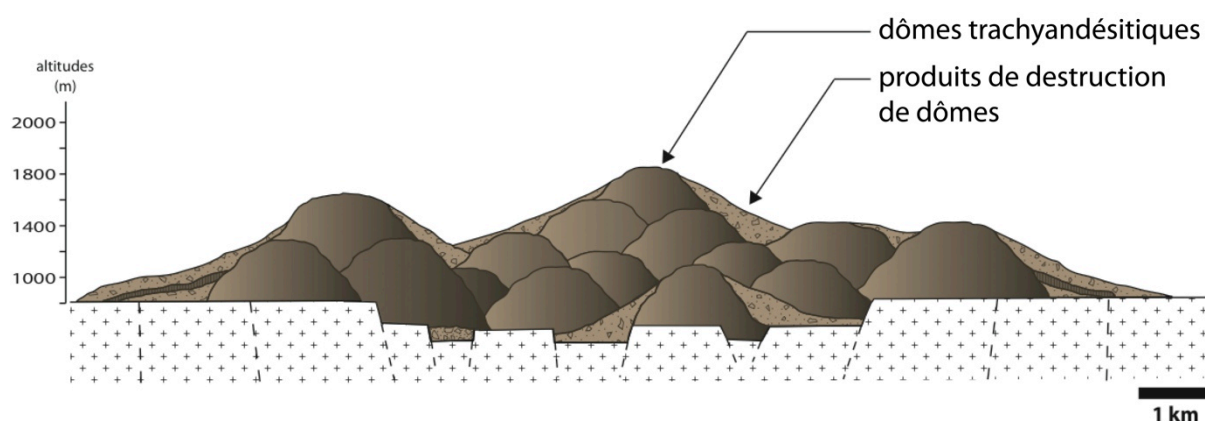


Figure 93 – Initiation d'une zone d'effondrement volcano-tectonique suite à la vidange partielle de réservoirs magmatiques donnant naissance à un champ de dômes actifs.

II.5.3 FORMATION D'UNE CALDEIRA CENTRALE ET INITIATION DU GRAND ÉCOULEMENT BRECHIQUE (8,1 - 7,8 MA)

II.5.3.1 Une caldeira centrale née d'un effondrement volcano-tectonique

Le magma, de plus en plus différencié, est extrudé sous la forme de plusieurs épisodes sub-pliniens donnant au cours du temps donnant naissance à des niveaux ponceux locaux et distribués tout autour du massif. Cette activité ponceuse va dominer jusqu'à au moins 7,9 Ma. L'intensification de l'activité et ainsi de la subsidence du socle par le drainage des réservoirs superficiels initie la formation, au sein de la zone d'effondrement volcano-tectonique, d'une caldeira centrale elliptique de 8 x 10 km (Fig. 94). Celle-ci, conformément au contexte tectonique local, présente une géométrie de type chaotique. Les bordures de caldeira sont délimitées par des fractures profondes de direction régionale et seront plus tard un moyen préférentiel d'acheminer les laves en surface comme en témoignent les larges dykes observés actuellement aux limites de la caldeira. L'effondrement caldérique n'est ainsi pas issu d'un événement éruptif unique et on le contraint dans le temps entre le début des éruptions ponceuses il y a 8,2 Ma et le début de la phase de remplissage il y a 7,8 Ma.

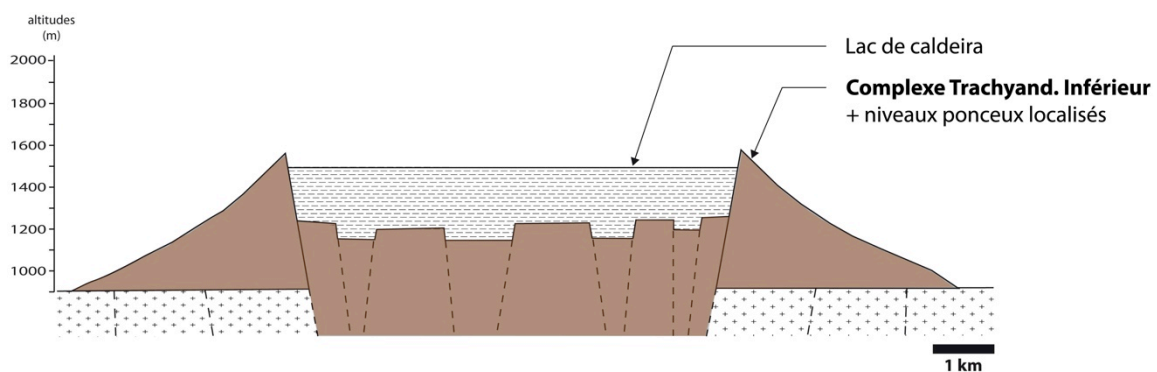


Figure 94 – Effondrement caldérique et mise en place d'un lac de caldeira.

II.5.3.2 La formation d'un lac de caldeira

A partir de 7,95 Ma, âge du dernier niveau ponceux en place daté, durant une période d'inactivité, les eaux de précipitation, guidées par un bassin versant bien délimité, remplissent la caldeira formant un lac (Fig. 94). On estime un volume d'eau du lac d'environ 20 à 30 km³ avec une hauteur de tranche d'eau de l'ordre de 320 à 480 m. Celle-ci nous donne une estimation, au premier ordre, de la hauteur des

parois de la caldeira. Le massif du Cantal étant le premier relief à s'élever depuis l'océan Atlantique, les nuages ont tendance à s'y accrocher. Si l'on prend en compte un climat Miocène terminal de type sub-tropical en Europe de l'Ouest, on estime un taux de précipitations de 1 000 à 2 000 mm/an. Le remplissage de la dépression caldérique est donc instantané à l'échelle des temps géologiques puisqu'il est alors possible de former un lac de cette dimension en moins de 1 ka. La présence de ce lac de caldeira est, par ailleurs, révélée par des dépôts lacustres de type diatomites et des faciès de type varves, qui ont été déplacés et remobilisés depuis le centre du massif. L'étude des faciès lacustres a montré qu'il s'est accumulé des sédiments durant au moins 50 ka (Fournier, 1965).

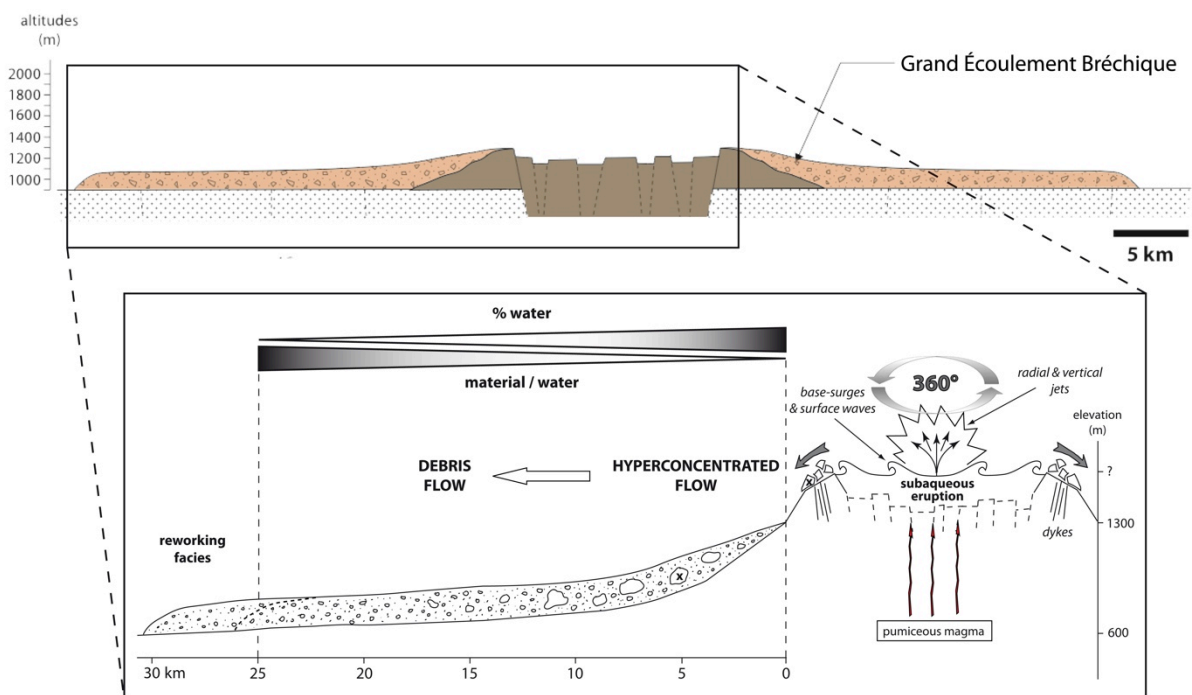


Figure 95 – L'interaction entre l'éruption d'un magma différencié et l'eau du lac de caldeira, selon un dynamisme surtseyen, donne naissance au Grand Écoulement Brélique qui lisse la topographie du massif.

II.5.3.3 Une éruption sous-lacustre majeure

La mise en place de ce lac de caldeira ne marque pas pour autant la fin de l'activité différenciée. Mais il va jouer un rôle majeur pour la suite des événements. Un nouvel épisode plinien entre 7,95 et 7,80 Ma, probablement plus important que les épisodes précédents, va libérer une quantité importante de matériel pulvérisé au travers du lac. L'importante vitesse d'ascension du magma, au travers des fractures qui individualisent les blocs du fond de la caldeira, permet la formation de ponces en

sub-surface. Sous la pression, le magma est pulvérisé, libérant les ponces et de la cendre dans l'eau du lac. Un mélange boueux s'initie et déborde des parois de la caldeira durant un épisode de dynamisme surtseyen (Fig. 95) (cf. § II.4.2).

La propagation de cet écoulement initial visqueux chargé en matériel juvénile est radiale et s'écoule sur les pentes du massif. L'écoulement, d'abord saturé en eau de type hyperconcentré, érode les pentes, incorporant toujours plus de matériel secondaire, pour tendre vers un écoulement de type debris flow : le Grand Écoulement Bréchique. Les forêts présentes sur les pentes sont détruites, les troncs sont brisés et incorporés à l'écoulement. Les morceaux brisés hectométriques des parois de la caldeira lors du débordement sont emportés sur plusieurs km. Les dépôts lacustres qui n'ont pas subi le souffle direct de l'éruption sont soulevés et emportés lors de la vidange du lac et flottés dans la matrice visqueuse. L'écoulement, qui présente un comportement laharique, va se décharger des blocs les plus lourds en proximal et poursuivre sa course sur plusieurs dizaines de km. Les paléovallées sont remplies et l'écoulement s'étale lissant la topographie du massif (Fig. 95).

II.5.4 REMPLISSAGE DE LA CALDEIRA PAR LES PRODUITS D'UNE NOUVELLE ACTIVITE DE DOMES (7,8 - \approx 6 MA)

II.5.4.1 Un remplissage rapide de la caldeira

A partir de 7,8 Ma, il y a une reprise d'activité trachyandésitique qui est limitée au centre du massif, soit à l'intérieur de la caldeira. Un magma trachyandésitique remonte par les fractures qui individualisent les blocs du fond de la caldeira. L'expression des laves en surface se résume essentiellement à des écoulements trachyandésitiques qui s'empilent horizontalement. Parfois s'intercalent des dépôts d'écroulement de dômes trachyandésitiques associés à des événements de remaniement de type lahars. Ces dépôts vont remplir très rapidement la caldeira, peu profonde car ses bords ont été brisés et emportés par le GEB.

II.5.4.2 Le débordement des produits de remplissage hors de la caldeira

Une fois la caldeira remplie, l'activité se poursuit et les produits débordent sur les pentes externes tout autour des rebords de caldeira (Fig. 96). L'un des premiers

débordements a été daté à $7,80 \pm 0,11$ Ma, et l'un des débordements les plus récents, sur lequel repose les basaltes de plateau, a été daté à $7,60 \pm 0,11$ Ma. Le Grand Écoulement Bréchique s'étant initié entre 7,95 et 7,80 Ma, cela suggère que le remplissage de la caldeira avant débordement a eu lieu dans cet intervalle de temps de ≈ 100 ka, peu après l'éruption sous-lacustre.

L'activité est de plus en plus différenciée et il apparaît des termes plus évolués de type trachytique et phonolitique. Les faciès de débordement relatent ainsi des cycles de construction et de destruction de dômes différenciés. La plupart des extrusions qui constituent les reliefs actuels du centre du massif, ont lieu entre 7,8 et environ 6 Ma.

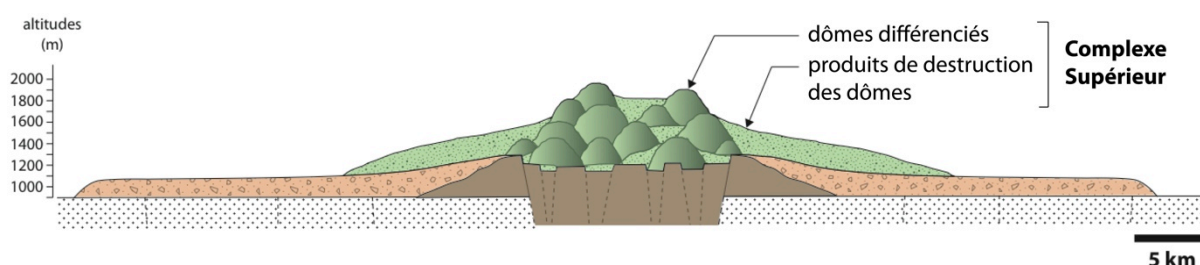


Figure 96 – Remplissage rapide de la caldeira par des écoulements et des produits de dômes différenciés, puis débordement des produits sur les pentes du massif.

II.5.4.3 Une activité différenciée isolée très tardive

Néanmoins, l'activité ne s'arrête pas là mais devient plus dispersée dans le temps : de nombreux dykes dégagés par l'érosion intrudent les dômes mis en place vers 7 Ma et sont donc plus récents. Un des dykes qui traversent le Puy Mary, d'orientation N-S, a été daté à 2,5 Ma.

II.5.5 **UNE COUVERTURE BASALTIQUE TERMINALE (7,8 - 5 MA)**

Une activité basaltique, contemporaine dans sa phase initiale de l'activité de débordement du Complexe Supérieur, s'exprime depuis les bordures de la caldeira. Un magma basaltique remonte tout d'abord grâce aux profondes failles qui constituent les parois de la caldeira centrale à partir de 7,8 Ma. Ces laves s'épanchent depuis des cônes stromboliens ou des fissures éruptives, vers la périphérie du massif selon le sens de plus grande pente (Fig. 97). La caldeira étant

remplie par les produits de l'activité différenciée, il ne peut y avoir d'écoulement basaltique à l'intérieur de la caldeira.

Vers 5 Ma, l'activité s'éloigne du centre et les basaltes s'épanchent à partir de centres éruptifs qui se développent au niveau des fractures du socle dans la plaine annulaire du massif cantalien. Enfin, un volcanisme basaltique isolé et bien plus récent, situé au sommet du Plomb du Cantal et daté à 3,4 Ma, serait issu de la réactivation de fractures intra-caldeira.

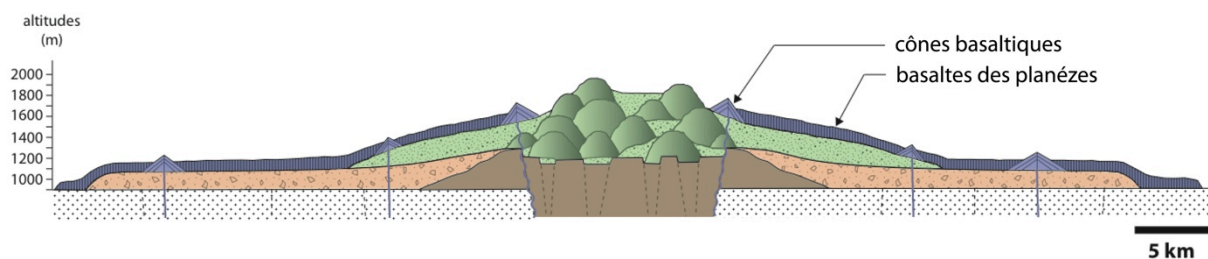


Figure 97 – Un magma basaltique remonte par l'intermédiaire des profondes failles qui bordent la caldeira et par les fractures du socle, puis s'épanchent sur les pentes du massif pour former les planèzes.

II.5.6 L'ÉROSION GLACIAIRE FAÇONNE LES PAYSAGES ACTUELS (< 3 MA)

A l'exception d'une activité différenciée très tardive à 2,5 Ma à l'intérieur de la caldeira, l'activité volcanique du massif du Cantal cesse à partir d'environ 3 Ma. L'érosion prend le pas sur la construction des reliefs, d'abord une érosion par le vent et les précipitations puis au Quaternaire une érosion glaciaire.

L'érosion ante-Quaternaire, par les précipitations, incise le massif pour former de profondes vallées, distribuées de façon radiale depuis le centre de l'ancienne caldeira comme les vallées de la Cère ou de l'Alagnon, comme en témoigne l'épaisseur du GEB qui remplit ces paléo-vallées. A partir du Quaternaire, des précipitations neigeuses intenses et concentrées sur le massif du Cantal, entraînent une accumulation de neige en altitude (une altitude proche de celle que l'on connaît actuellement). Les fonds de vallées se transforment en cirques glaciaires d'où dévalent des langues alimentées également par des niches glaciaires latérales. Les vallées s'élargissent et s'aplanissent, prenant une forme typique en auge. De cette glaciation intensive ne restent que des reliefs moutonnés, et des moraines que l'on distingue des brèches volcanoclastiques par leur matrice farineuse non consolidée.

Après une dernière phase de glaciation il y a environ 20 ka, les glaciers disparaissent et les vallées sont de nouveau creusées par des rivières incisant les fonds plats. Aujourd'hui, la dissymétrie morphologique du massif du Cantal témoigne d'un effet de Foehn : la direction des vents dominants provenant de l'Océan Atlantique à l'ouest, il y a plus de précipitations de ce côté du massif qui est érodé préférentiellement (Fig. 98).

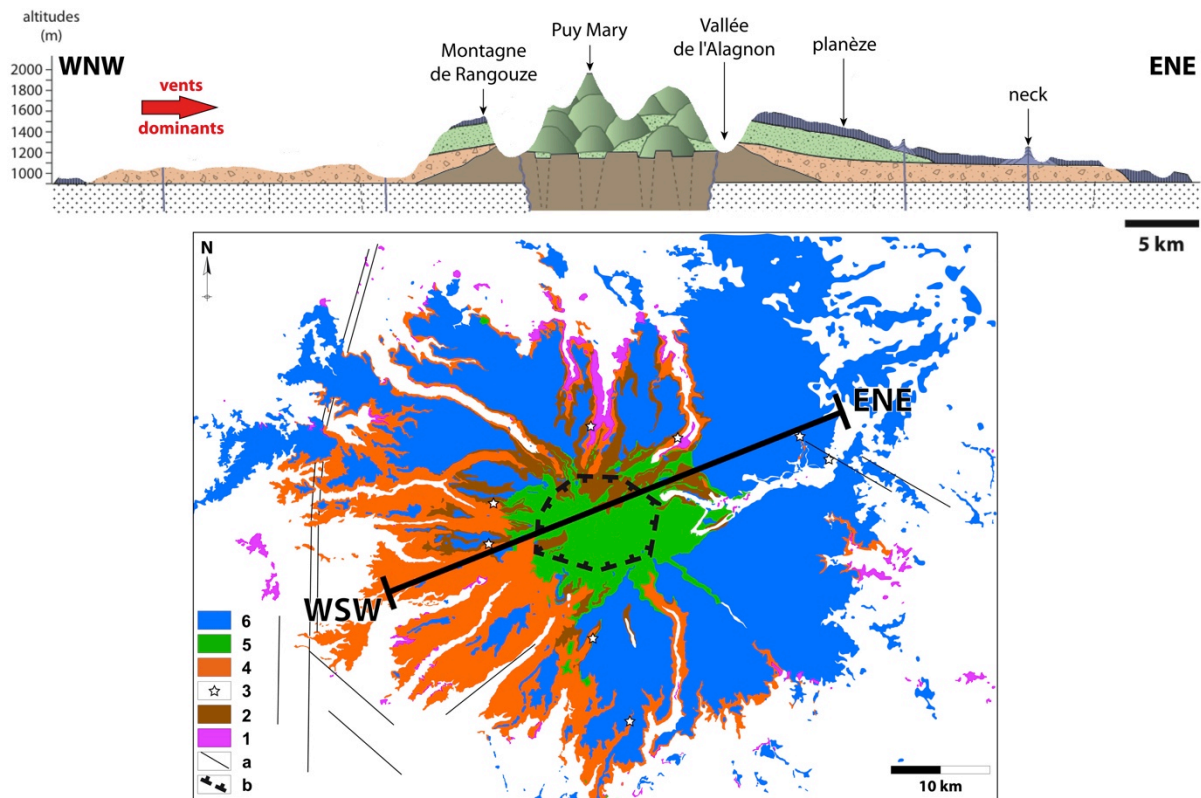


Figure 98 – Les vents dominants provenant de l'ouest vont accentuer l'érosion de la partie ouest du massif, dévoilant largement les dépôts du Grand Écoulement Bréchiq. Dans la zone centrale, les glaciers creusent de profondes vallées, donnant sa forme pyramidale au Puy Mary. Les planèzes non érodées masquent la séquence stratigraphique à l'est du massif. (légende de la carte, cf. Fig. 51)

II.6 SYNTHÈSE DE L'HISTOIRE VOLCANIQUE DU CANTAL

L'histoire éruptive du massif du Cantal peut être divisée en trois temps : (1) une phase basaltique Miocène de 12,8 à 9,3 Ma ; (2) une phase différenciée durant laquelle va se former une caldeira centrale de 9,3 à environ 6 Ma ; (3) une phase basaltique de recouvrement du massif de 7,8 à environ 5 Ma. Une active basaltique et intrusive différenciée très tardive, respectivement à 3,4 et 2,5 Ma, marque la fin de l'activité volcanique du massif.

- **12,8 à 9,3 Ma** – épanchements basaltiques Miocène sur le socle Hercynien.
- **9,3 à 8,1 Ma** – l'activité d'un champ de dômes trachyandésitiques construit un complexe volcanique initial (Fig. 99a). La vidange progressive de réservoirs magmatiques couplée à une instabilité tectonique du socle initie une zone d'effondrement volcano-tectonique.
- **8,1 à 7,8 Ma** – une activité ponceuse intensifie la vidange des réservoirs donnant naissance à une caldeira centrale de 8 x 10 km. Un lac de caldeira s'y forme durant une période de repos (Fig. 99b). Puis un nouvel événement ponceux entraîne l'éjection de matériel juvénile au travers du lac, au cours d'une phase surtseyenne, initiant un écoulement boueux qui déborde de la caldeira. L'écoulement se transforme en un gigantesque debris flow qui se propage tout autour du massif jusqu'à plus de 25 km de distance (Fig. 99c).
- **7,8 à 6 Ma** – une nouvelle activité trachyandésitique remplit rapidement la caldeira centrale puis déborde sur les pentes externes du massif (Fig. 99d). Une activité à dôme s'intensifie, de plus en plus différenciée, donnant naissance aux dômes trachytiques et phonolitiques qui constituent les reliefs actuels du centre du massif.
- **7,8 à 5 Ma** – une activité basaltique recouvre le massif pour former les planèzes (Fig. 99e). Le magma remonte par les failles bordières de l'ancienne caldeira et par les fractures du socle dans la plaine annulaire.

Enfin, depuis la fin de l'activité volcanique vers 3 Ma, l'érosion glaciaire et météorique incise le massif en de profondes vallées radiales façonnant les paysages cantaliens actuels.

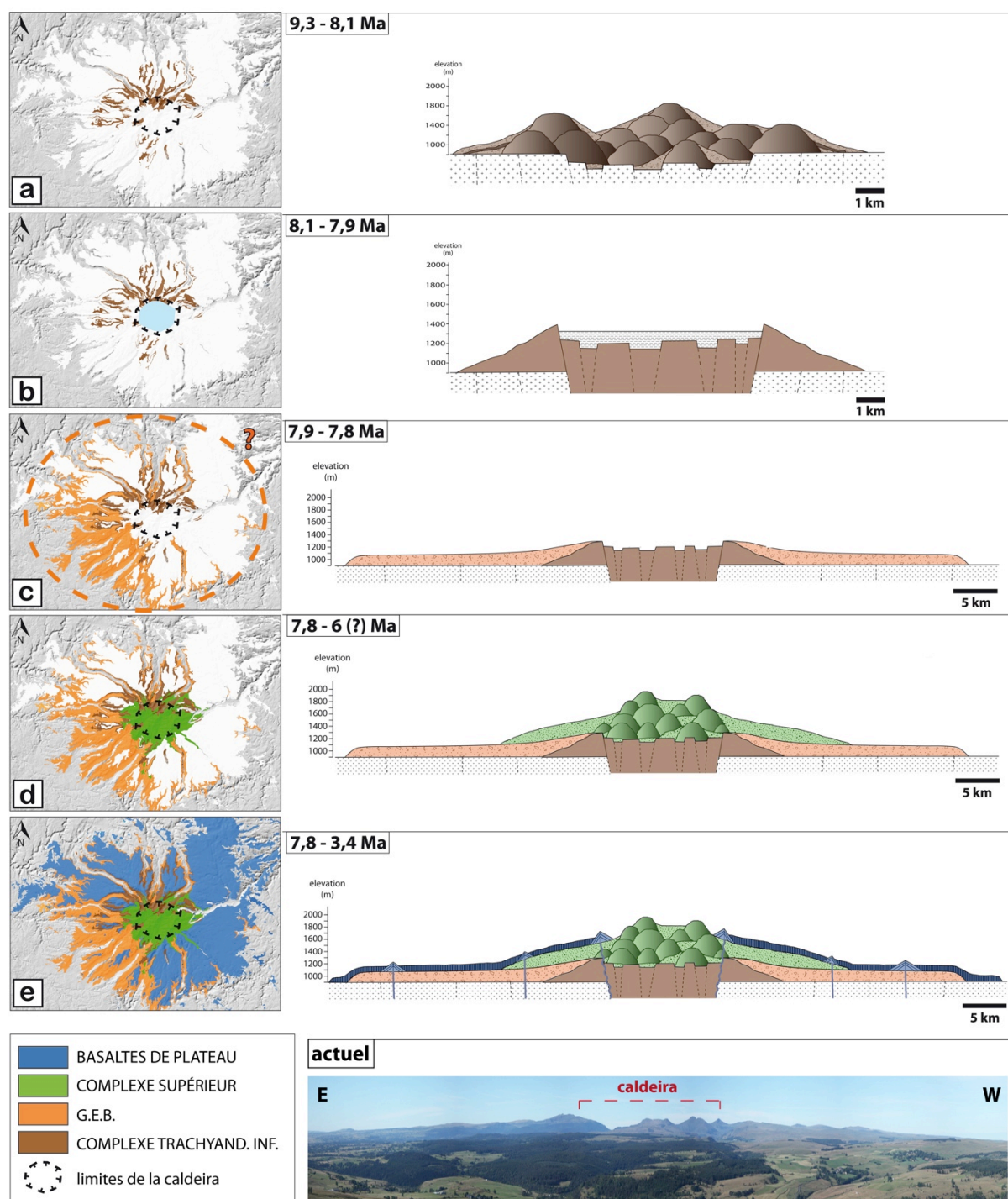


Figure 99 – Synthèse de l'évolution morpho-structurale et histoire volcanique du stratovolcan du Cantal après la mise en place des basaltes infra-cantaliens. (a) activité de dômes trachyandésitiques entraîne la formation d'une zone d'effondrement volcano-tectonique. (b) la vidange partielle de réservoirs magmatiques donne naissance à une caldeira centrale au sein de laquelle se met en place un lac. (c) un nouveau magma ponceux traverse l'eau du lac, durant une phase surtseyenne, et initie le Grand Écoulement Bréchu. (d) remplissage de la caldeira par des écoulements et des produits de dômes différenciés qui débordent sur les pentes du massif. (e) activité basaltique remonte par les failles bordières de la caldeira et les fractures du socle pour recouvrir le massif et former les planèzes.

Chapitre III

-

CHRONOLOGIE DU VOLCANISME PÉRI-CANTALIEN: APPORT DE NOUVELLES DATATIONS



Les Monts du Cézallier.

Afin d'intégrer l'histoire éruptive du massif du Cantal dans un contexte plus global, nous allons étudier dans ce chapitre la chronologie du volcanisme de ses provinces adjacentes (Fig. 100). Pour chacune d'entre elles, nous avons mesuré de nouveaux âges K-Ar que nous comparons aux données de la littérature, couplés parfois à des observations de terrain, afin de déterminer leur histoire éruptive.

Au nord, les épanchements basaltiques du plateau du Cézallier se mêlent aux coulées des planèzes cantaliennes rendant la frontière entre ces deux provinces magmatiques invisible. Au sud, le plateau basaltique de l'Aubrac, bien individualisé, est lié dans sa partie septentrionale, au niveau des Gorges de la Truyère, aux coulées des planèzes cantaliennes. Enfin, à l'ouest, la trace du système de failles du Sillon Houiller, recouvert en partie par les coulées de planèze, héberge un volcanisme ponctuel qui s'exprime jusque dans le nord de l'Auvergne.

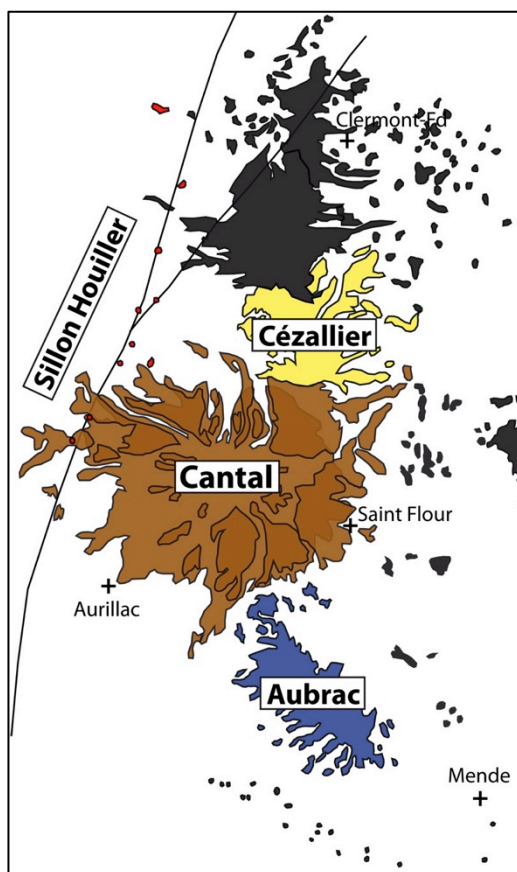


Figure 100 – Localisation des provinces volcaniques adjacentes au massif du Cantal.

III.1 LE PLATEAU DU CEZALLIER

Le Cézallier est une province peu étudiée dont la dernière publication traitant de l'âge du volcanisme et de l'histoire volcanique du plateau remonte à 1976 (Cantagrel et Thonat, 1976). Encadré au nord par le massif du Mont Dore et au sud par le massif du Cantal, le Cézallier est un plateau de laves (Fig. 101) majoritairement basaltiques comportant néanmoins quelques termes différenciés.



Figure 101 – Les Monts du Cézallier sont constitués de vastes plateaux basaltiques dont le sommet boisé (en arrière-plan) est son point culminant, le Signal du Luguët (1550 m).

De façon à mieux comprendre le développement temporel et spatial du volcanisme du Cézallier, nous avons entrepris une nouvelle campagne de datation et d'observations de terrain. Nous nous sommes également intéressés au volcanisme Quaternaire du Cézallier dont le système Montchal-Pavin en est le plus fameux représentant.

III.1.1 TRAVAUX GEOCHRONOLOGIQUES PRECEDENTS

Neuf datations K-Ar ont été mesurées par Cantagrel et Thonat (1976), en roche totale, pour définir l'âge du volcanisme dans le Cézallier. L'histoire du Cézallier établie dans la littérature débute ainsi par des coulées basanitiques dont la plus ancienne a été prélevée dans le cirque d'Artout et datée à $7,80 \pm 0,20$ Ma. Une coulée intermédiaire, entre Apcher et Vins-Haut, a été datée à $6,45 \pm 0,30$ Ma. Puis un dernier épisode basanitique a été daté près de Boutaresse à $5,40 \pm 0,20$ Ma. Au-dessus de cette dernière, a été datée une téphrite à haüyne à $5,15 \pm 0,15$ Ma. Dans le même secteur, un trachyte s'est mise en place sous la forme d'un dôme péléen et donne un âge identique de $5,15 \pm 0,15$ Ma. Un dôme-coulée phonolitique, prélevé dans la vallée de la Sianne, a été datée $5,05 \pm 0,15$ Ma. Puis un nouvel épisode

basanitique, près de Parrot, reposant néanmoins également sur le socle, a été mesuré à $4,80 \pm 0,20$ Ma. Au buron de Fontvieille, une épaisse coulée de trachyte quartzifère a été datée à $4,55 \pm 0,15$ Ma. Enfin, un épisode terminal basaltique, à l'altitude la plus élevée du plateau, au Signal du Luguët, a été mesuré à $3,10 \pm 0,10$ Ma. Présentée à part par les auteurs, la coulée basanitique de la vallée de l'Alagnon donne un âge de $5,35 \pm 0,15$ Ma. En conclusion, les auteurs montrent que le volcanisme du Cézallier s'est développé de 8 à 3 Ma et que les termes différenciés apparaissent vers 4,5 à 5 Ma, justifiant de la présence d'un stratovolcan centré sur la zone de Boutaresse près du Signal du Luguët.

Par ailleurs, il existe d'autres datations K-Ar dont le trachyte quartzifère de Fontvieille qui est donné à $5,40 \pm 0,20$ Ma (Brousse et Lefèvre, 1990). Une coulée de lave près de Montgreleix a été datée à environ 250 ka (Gillot, non publié). Le volcan de Mazoires a donné une coulée basaltique qui a été datée à 240 ± 10 ka (Gillot, non publié). Le maar de la Godivelle (lac d'En-Haut) a été daté en K-Ar à 113 ± 13 ka (Guérin et al., 1981). Plus à l'ouest, proche du village d'Egliseneuve-d'Entraigues, une coulée issue du Puy de la Vaysse a été datée en K-Ar à $45,8 \pm 4,5$ ka (Guérin et al., 1981). Dans les phases les plus récentes, à l'Holocène, la couze Pavin, à la limite sud-est avec le massif du Mont Dore, a été le lit d'une coulée basaltique datée par thermoluminescence (TL) à $11\,000 \pm 800$ ans B.P (Brousse et Lefèvre, 1990). L'activité du volcan de Montcineyre a été datée grâce à son unique coulée de lave à $8\,500 \pm 800$ ans par TL, avec une reprise d'activité cendreuse à $6\,030 \pm 660$ ans B.P. (^{14}C) (Brousse et Lefèvre, 1990). Enfin, l'ensemble Montchal-Pavin a fait l'objet de nombreuses tentatives de datations au ^{14}C dont l'âge d'explosion hydromagmatique du maar du Pavin à environ $6\,700 \pm 110$ ans B.P. (Juvigné, 1988 ; 1992).

III.1.2 LA PHASE MIO-PLIOCENE : NOUVELLES DATATIONS

De façon à compléter le faible nombre d'âges existants sur l'activité du volcanisme du Cézallier nous avons mesuré 11 nouveaux âges K-Ar (cf. tableaux 4 et 5) : 6 datations dans la phase Mio-Pliocène et 5 datations dans la phase Quaternaire. Les échantillons ont été prélevés depuis la base du plateau, c'est-à-dire généralement les coulées qui s'épanchent sur le socle Hercynien, jusqu'au sommet du plateau et dans le fond des vallées remplies par des coulées récentes. Nous

énumérons dans cette partie le lieu de prélèvement et la nature des échantillons, ainsi que les âges obtenus, dans l'ordre chronologique.

Une coulée basaltique prélevée dans le fond du cirque de l'Artout, proche du socle, l'un des points topographiques les plus bas du centre du plateau, a été datée à $6,01 \pm 0,08$ Ma (101CZ24). Plus au nord, dans la vallée de Rentières, une coulée basaltique qui arme la crête nord près du lieu dit Thioule et qui s'épanche directement sur le socle, a été mesurée à $5,94 \pm 0,08$ Ma (101CZ11). En amont de cette vallée, proche de St-Alyre-ès-Montagne, une coulée basaltique plus basse en altitude, a été datée à $4,59 \pm 0,06$ Ma (101CZ10). Plus proche du centre, vers Boutaresse, un épanchement basaltique prenant la forme d'un relief inversé, probablement un ancien lac de lave au regard de l'orientation radiaire de la prismsation, a été daté à $4,57 \pm 0,06$ Ma (101CZ09). En remontant dans les Monts du Cézallier, sur le flanc nord-ouest du relief du Signal du Luguet, un affleurement de trachyte quartzifère, près de la ferme de Fontvieille, a été prélevé et daté sur feldspaths alcalins à $4,34 \pm 0,06$ Ma (101CZ08-F). Enfin, sur le flanc sud-ouest du Signal du Luguet, dans les hautes plaines, nous datons une coulée basaltique à $3,1 \pm 0,04$ Ma.

Tableau 4 – Datations K-Ar de laves Miocènes du plateau du Cézallier. Toutes les laves sont datées sur mésostase à l'exception de 101CZ08-F datée sur feldspaths.

Échantillon	Localisation	Coordonnées	K (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ 10^{13} (at/g)	Age (Ma) $\pm 1 \sigma$	Age moyen (Ma) $\pm 1 \sigma$
101CZ24	Cirque d'Artout	N45°20,393' E03°00,558'	1,365	71,8 71,8	0,86 0,86	$6,02 \pm 0,08$ $6,00 \pm 0,08$	$6,01 \pm 0,08$
101CZ11	Vallée de Rentières	N45°25,185' E03°03,636'	1,789	55,6 51,1	1,11 1,11	$5,95 \pm 0,08$ $5,93 \pm 0,08$	$5,94 \pm 0,08$
101CZ10	Vallée de Rentières	N45°23,551' E03°00,244'	2,040	62,7 48,8	0,98 0,98	$4,58 \pm 0,06$ $4,59 \pm 0,06$	$4,59 \pm 0,06$
101CZ09	Boutaresse	N45°22,780' E02°58,907'	1,635	58,9 43,9	0,78 0,78	$4,59 \pm 0,06$ $4,56 \pm 0,06$	$4,57 \pm 0,06$
101CZ08-F	Fontvieille	N45°21,209' E02°56,587'	5,332	86,5 81,6	2,44 2,44	$4,31 \pm 0,06$ $4,38 \pm 0,06$	$4,34 \pm 0,06$
101CZ20	Tioulouse Haut	N45°19,827' E02°57,058'	1,835	46,3 47,1	0,59 0,60	$3,08 \pm 0,04$ $3,12 \pm 0,04$	$3,10 \pm 0,04$

Ces nouvelles données géochronologiques, selon l'échantillonnage réalisé, montrent une activité basaltique quasi-continue depuis les basaltes qui s'épanchent sur le socle à environ 6 Ma, jusqu'aux hautes plaines proches du Signal du Luguet, à environ 3 Ma. Cette activité s'accompagne de l'extrusion d'un magma différencié vers 4,3 Ma.

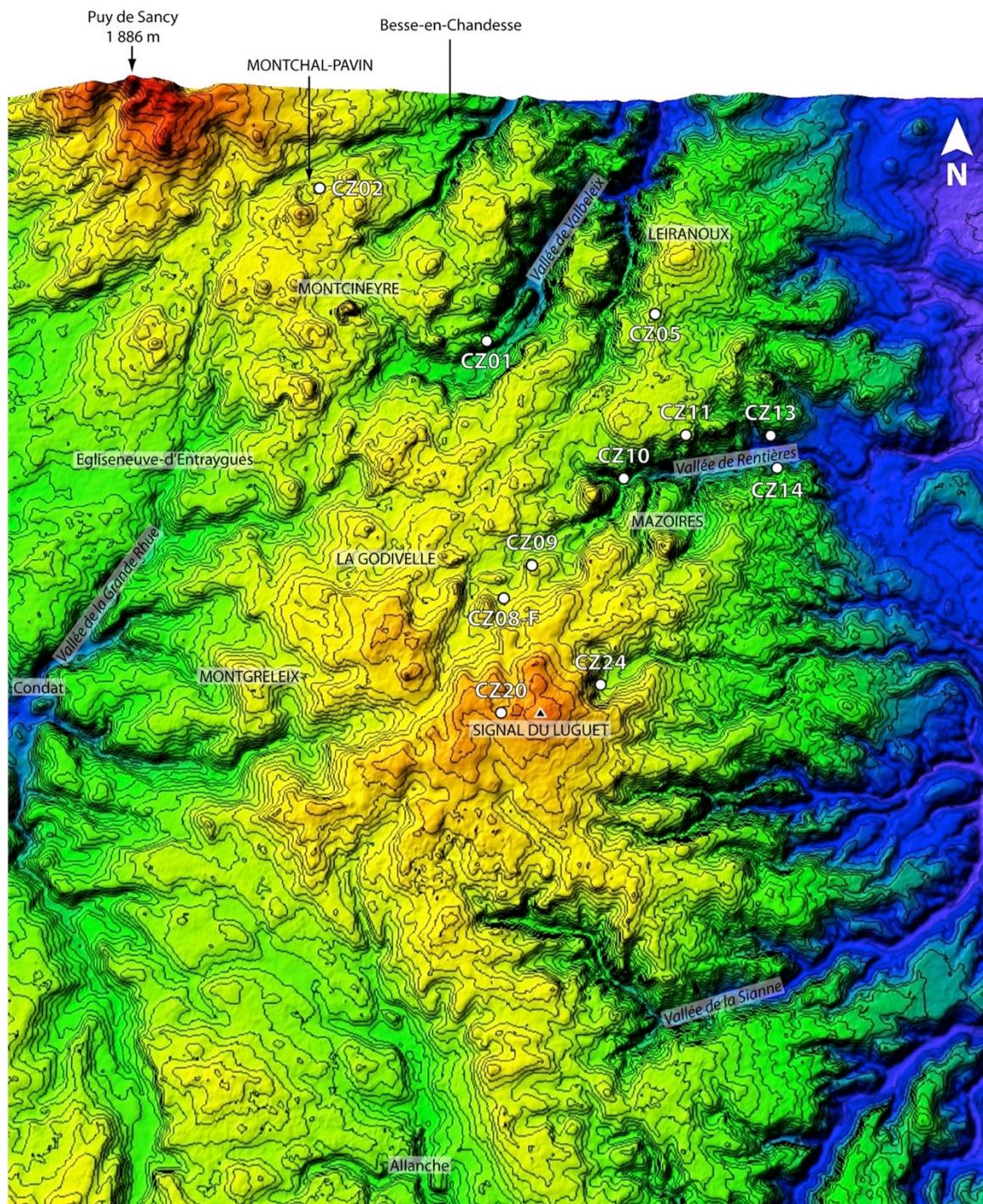


Figure 102 – Carte de localisation des nouvelles datations K-Ar de cette étude dans le Céezallier (tous les numéros d'échantillon sont précédés de 101 : e.g. 101CZ01).

III.1.3 LE VOLCANISME QUATERNAIRE : NOUVELLES DATATIONS

La campagne d'échantillonnage destinée à l'acquisition de nouvelles données géochronologiques s'étend au volcanisme plus récent qui arme les crêtes et remplit les fonds de vallée dans la partie nord du plateau du Cézallier.

Le fond de la vallée de Rentières a été comblé par un entablement basaltique que l'on date à 216 ± 6 ka (101CZ13) et une coulée plus récente, localisée au-dessus de cet entablement sur le flanc sud de la vallée, datée à 206 ± 4 ka (101CZ14). Plus au nord, au nord-est du village de la Mayrand au point côté 1196 m, un relief basaltique inversé prenant la forme d'une coulée prismée est daté à 24 ± 2 ka (101CZ05) dont le centre éruptif pourrait être le cône de Leiranoux. Enfin, dans le but de confirmer les âges subactuels du plateau du Cézallier, nous avons tenté de dater de façon absolue, avec le chronomètre K-Ar, la coulée de lave du cône du Montcineyre (Fig. 103). Etant proche de la limite de détection de la quantité d'Ar radiogénique ($\approx 0,1$ %), il ne nous a pas été possible de mesurer un âge définitif. Le calcul de l'âge est négatif car la quantité d'Ar atmosphérique est prépondérante par rapport à la quantité d'Ar radiogénique : il ne s'est pas accumulé assez d'Ar radiogénique pour mesurer un âge fiable. Néanmoins la moyenne des mesures effectuées donne un âge non définitif d'environ 9 ± 3 ka (101CZ01).

Par ailleurs, l'explosion phréatomagmatique du lac Pavin, datée à environ 6700 ± 110 ans B.P. (Juvigné, 1988 ; 1992), recoupe à l'emporte-pièce une coulée basaltique, dont la source est indéterminée, et qui s'écoule jusque dans la ville de Besse-en-Chandesse, le long de la rivière de la Couze Pavin (Fig. 103). L'échantillonnage, effectué sur la paroi nord du lac Pavin, nous a permis de dater cette coulée à 646 ± 10 ka (101CZ02).

Tableau 5 - Datations K-Ar de laves Quaternaires du plateau du Cézallier. Toutes les laves sont datées sur mésostase.

Échantillon	Localisation	Coordonnées	K (%)	40Ar* (%)	40Ar* 10 ¹³ (at/g)	Age (ka) ± 1 σ	Age moyen (ka) ± 1 σ
101CZ02	Couze Pavin	N45°29,949' E02°53,354'	1,635	15,4 15,7	0,1103 0,1105	646 ± 10 647 ± 10	646 ± 10
101CZ13	Vallée de Rentières	N45°24,865' E03°06,342'	1,562	4,6 4,1	0,3518 0,3532	216 ± 6 216 ± 6	216 ± 6
101CZ14	Vallée de Rentières	N45°24,901' E03°05,564'	1,140	8,0 8,1	0,2476 0,2433	208 ± 4 204 ± 4	206 ± 4
101CZ05	Leiranoux	N45°27,328' E03°02,260'	1,519	1,2 1,1	0,0399 0,0369	25 ± 2 23 ± 2	24 ± 2
101CZ01	Montcineyre	N45°27,355' E02°58,946'	1,560	-0,3 -0,4	-0,0126 -0,0163	-8 ± 3 -10 ± 3	-9 ± 3

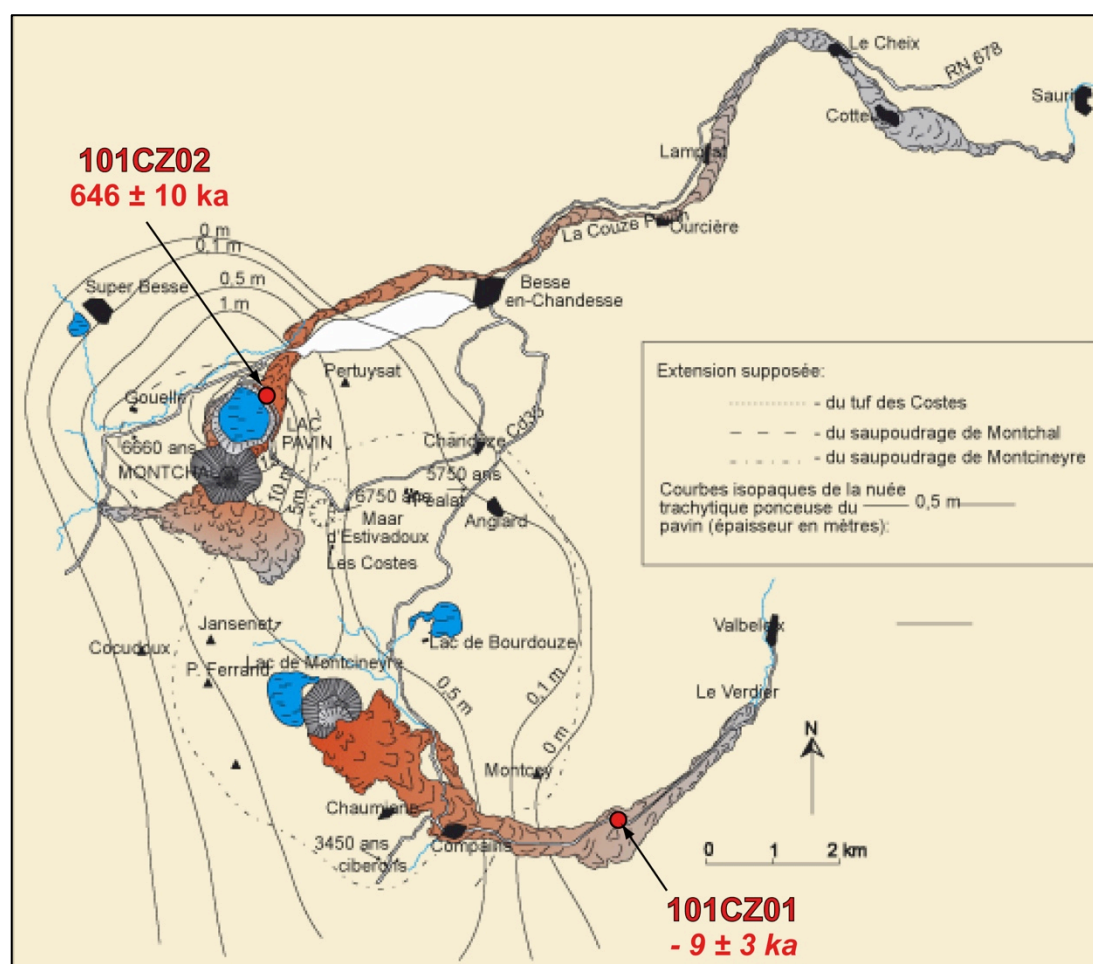


Figure 103 – Le volcanisme Holocène du nord du Cézallier. Localisation des nouvelles datations K-Ar : la coulée de la Couze Pavin (101CZ02) et la coulée de Montcineyre (101CZ01) (modifié d'après B.R.G.M).

III.1.4 LES PHASES D'ACTIVITE VOLCANIQUE DU CEZALLIER : DISCUSSION

Les âges obtenus au cours de notre étude sont cohérents avec les âges précédemment mesurés. Néanmoins, il subsiste des différences notables qui permettent de réviser l'histoire volcanique du plateau du Cézallier. De plus nos incertitudes sur les âges sont meilleures que celles établies précédemment.

III.1.4.1 Discussion sur les âges d'activité

La limite inférieure de l'activité du Cézallier donnée à environ 8 Ma par Cantagrel et Thonat, a été révisée à 6 Ma par la datation d'une coulée identique aux études précédentes : la coulée du fond du cirque d'Artout (101CZ24). La différence de 2 Ma entre ces deux âges peut s'expliquer par la différence de protocole de datation puisqu'à l'époque les auteurs dataient sur roche totale. Cette activité initiale est confirmée plus au nord, au contact avec le socle, sur les crêtes qui arment la vallée de Rentières (101CZ11).

L'activité basaltique est entachée d'injections différenciées qui prennent la forme de dômes ou de coulées visqueuses. De façon à comparer les âges obtenus précédemment avec notre étude, nous avons prélevé les mêmes objets. Ainsi, le trachyte quartzifère de Fontvieille donné par Cantagrel et Thonat (1976) à $4,55 \pm 0,15$ Ma et par Brousse et Lefèbvre (1990) à $5,40 \pm 0,20$ Ma, a été daté au cours de notre étude, par datation sur phase séparée (feldspaths alcalins), à $4,34 \pm 0,06$ Ma. Notre âge, plus jeune, confirme la pertinence de la technique de datation sur phase séparée. Les autres injections différenciées, identifiées sur le terrain, ont été jugées trop altérées pour être datées : les âges obtenus n'aurait pas été fiables. Par ailleurs, il n'existe pas d'arguments morphologiques quant à la présence d'un ancien stratovolcan au centre du plateau du Cézallier. Bien que les centres éruptifs différenciés soient proches dans l'espace, il peut s'agir simplement de zones de stockage localisées comme on l'observe localement dans la Chaîne des Puys.

Malgré de nombreuses zones inexplorées d'un point de vue datation, on estime qu'une nouvelle phase d'activité Quaternaire a débuté il y a environ 250 ka. Gillot (non publié) date ainsi le volcan de Mazoires à environ 240 ka et nous avons daté des basaltes qui se sont écoulés dans la vallée de Rentières à 216 et 206 ka. Cette activité semble quasi-constinue avec une activité phréatomagmatique

rapportée à 113 ka (Guérin et al., 1981) au maar de la Godivelle et une coulée basaltique proche d'Egliseneuve-d'Entraygues à l'ouest du plateau à 46 ka (Guérin et al., 1981). Nous datons pour la première fois un épisode volcanique à 24 ka sur une coulée basaltique au nord-est du plateau. Enfin, le volcanisme préhistorique du nord du plateau a donné des âges inférieurs à 10 ka, avec par exemple le volcan de Montcineyre dont on rapporte des activités successives à 8 500 et 6 030 ans (Brousse et Lefèbvre, 1990) et que nous datons à environ 9 000 ans, et le maar du Pavin daté à environ 6 700 ans (Juvigné, 1988 ; 1992).

Par ailleurs, la coulée dite de la Couze Pavin donne un âge TL à $11\,800 \pm 800$ ans BP (Brousse et Lefèbvre, 1990) qui n'est pas en accord avec l'âge mesuré par K-Ar au cours de notre étude à 646 ± 10 ka (101CZ02). Les auteurs précédents affirment avoir daté une masse scoriacée en lames verticales, soit probablement les restes non érodés d'un petit cône de scorie en amont de la rivière. Tandis que nous avons daté une coulée basaltique massive prenant la forme d'un relief inversé et qui semble s'écouler depuis le lac Pavin jusqu'à la ville de Besse-en-Chandesse. Cette coulée aurait d'ailleurs détourné le cours de la Couze Pavin qui s'écoule actuellement au flanc nord de cette coulée. Il subsiste un problème néanmoins, celui de l'âge de cette coulée. S'agit-il d'une activité contemporaine de la mise en place du massif du Sancy ou doit-on l'attribuer à une phase Quaternaire plus ancienne du volcanisme du Cézallier ? Il apparaît, d'une part, évident que cet écoulement n'est chronologiquement pas issu du cône préhistorique du Montchal comme cela a pu être décrit dans des travaux précédents (Nehlig, B.R.G.M. ; Melet et al., 2010). D'autre part, d'après l'histoire de la construction du massif du Sancy, qui s'édifie entre 0,85 et 0,25 Ma (Cantagrel et Baubron, 1983), il n'existe entre 0,80 et 0,30 Ma que des éruptions trachyandésitiques qui précèdent la sortie de produits moins évolués de type hawaïite à partir de 0,30 Ma. En se basant sur ces informations, on peut affirmer que la coulée basaltique de la Couze Pavin ne présente pas de caractère pétrologique commun avec l'activité du Sancy à 0,6 Ma. Ainsi, on attribue cette coulée à une activité du plateau du Cézallier.

III.1.4.2 Un volcanisme Quaternaire important

Dans la moitié nord du plateau du Cézallier (Fig. 104), on compte au moins 16 cônes stromboliens récents que l'on peut identifier par leur morphologie. La plupart des cônes associés à une coulée de lave sont égueleulés, d'autres n'ont pas produit de coulée. Les points de sortie ont été érodés lors de la dernière glaciation il y a 20 ka, à la différence des édifices contemporains de la Chaîne des Puys dont la morphologie et la localisation du substratum n'étaient pas propices au développement des glaciers.

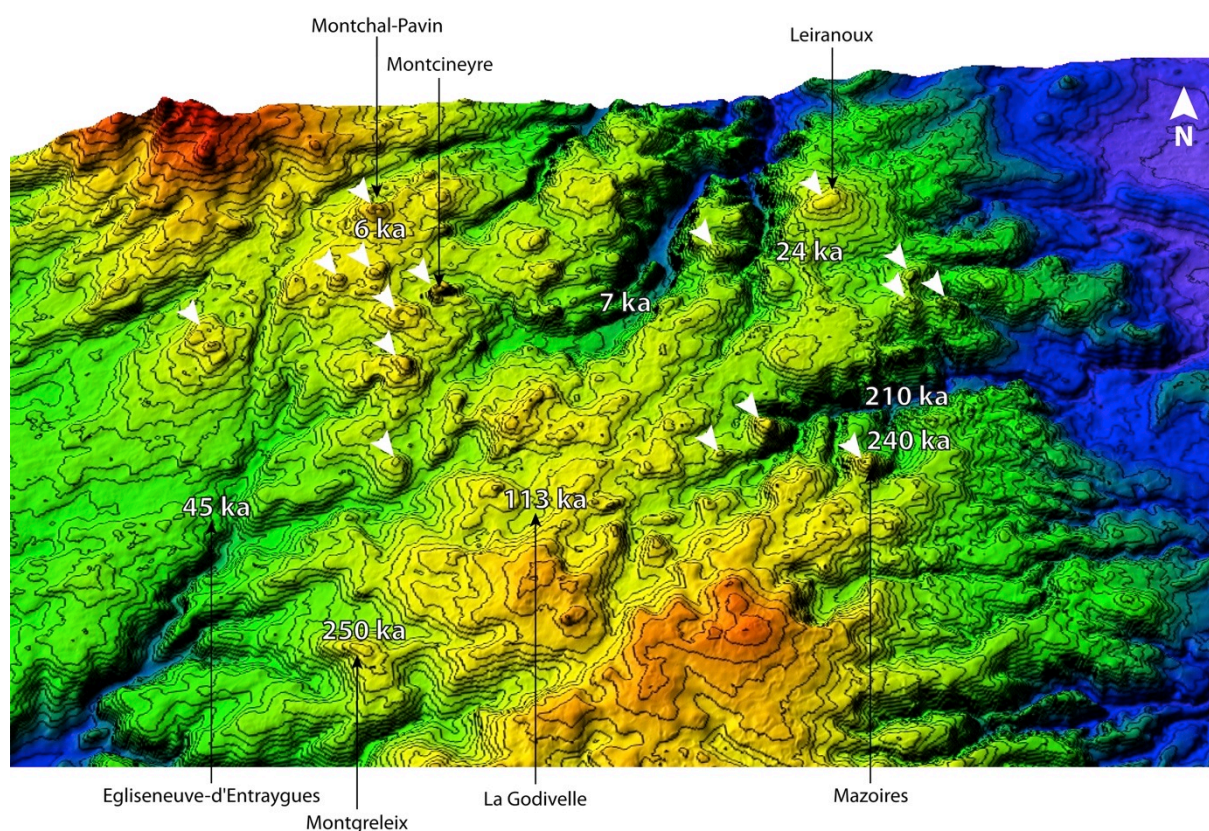


Figure 104 – Distribution des âges récents connus et identification des cônes stromboliens récents (flèches blanches).

L'expression de ce volcanisme récent est ainsi représentée par de nombreux cônes et coulées de lave dont certaines remplissent tardivement les vallées en bordure de plateau. Les centres éruptifs s'alignent selon une direction N130 montrant l'implication d'anciennes fractures varisques qui permettent la remontée du magma à la surface (Fig. 105).

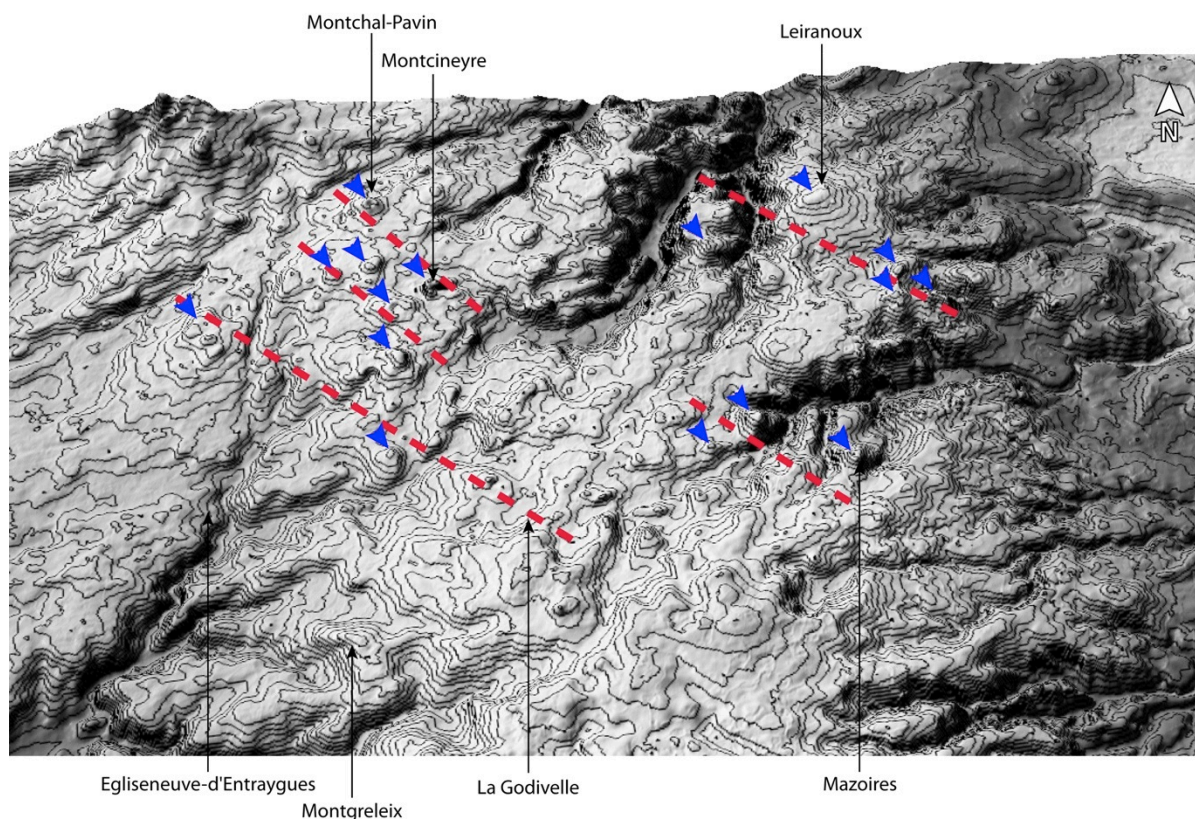


Figure 105 – Orientation N130 des alignements des centres éruptifs Quaternaire du plateau du Cézaillier.

Il est impossible de dater de façon absolue un cône de scorie, à moins qu'il n'ait produit une coulée de lave massive. En effet, les scories s'altèrent très facilement, lessivant une partie du K, et entraînant une incorporation d'Ar atmosphérique bien trop importante pour en tirer un âge fiable. Néanmoins, on peut aisément pratiquer la datation relative grâce à la morphologie des cônes et leur degré d'érosion. Ainsi, le cône du Montcineyre, daté d'environ 9 ka, possède encore un cratère relativement profond et des bords de cratère visibles, tandis que le volcan de Mazoires, daté à environ 240 ka (Gillot, non publié), ne possède plus de cratère à son sommet malgré des pentes encore proches de celles d'origine. On peut ainsi, par datation relative, évaluer l'âge des cônes. Plusieurs cônes Quaternaire de la partie nord du Cézaillier possède des pentes bien plus faibles que celles de Mazoires et donc doivent avoir un âge supérieur à 240 ka, soit de manière générale, d'après l'état d'érosion, bien supérieur à 300 ka, comme par exemple le cône de Saint-Alyre-Ès-Montagne (Fig. 106).

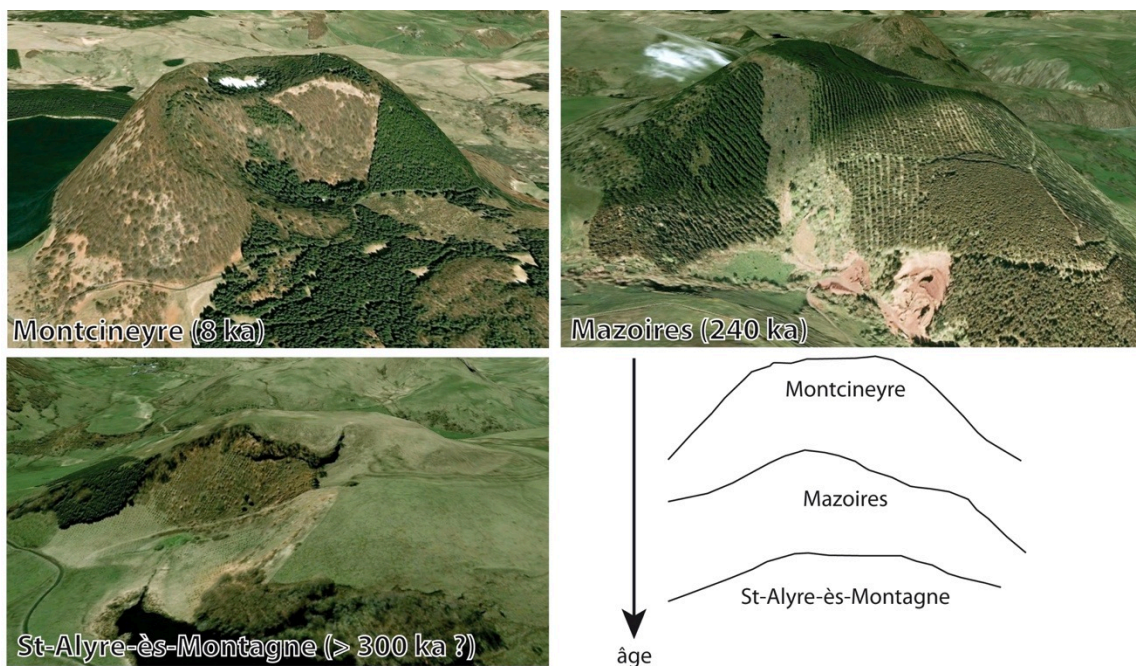


Figure 106 – Datation relative de cônes de scories du Céزالier : plus l'âge augmente, plus les pentes du cônes sont faibles (images Google Earth 2011).

Cela nous permet d'affirmer qu'une activité a eu lieu bien avant 250 ka et ainsi de confirmer un âge d'activité Quaternaire précoce puisque la coulée de la Couze Pavin, datée à environ 650 ka.

III.1.5 HISTOIRE VOLCANIQUE DU CEZALLIER : SYNTHESE

L'histoire volcanique du plateau du Céزالier semble quasi-continue depuis le Miocène supérieur. A partir de 6 Ma se met en place un empilement basaltique ponctué localement de termes différenciés entre 5,1 et 4,3 Ma, puis l'activité perdure au Pliocène, au moins jusqu'à 3 Ma, et enfin au Quaternaire essentiellement représentée par des cônes stromboliens associés parfois à des coulées de lave, et des maars, jusqu'à des activités subactuels il y a environ 6 700 ans avec l'explosion trachytique du lac Pavin. Selon notre étude, on constate un gap d'activité entre 3 Ma et 650 ka qui est peut-être dû à un biais d'échantillonnage puisque l'empilement basaltique du plateau semble quasi-continue et de nombreux secteurs restent inexplorés.

III.2 LE PLATEAU DE L'AUBRAC

Le volcanisme de l'Aubrac s'étend depuis les Gorges de la Truyère, au nord, jusqu'à la vallée du Lot, au sud. Le plateau présente une altitude moyenne de 1 000 m et est constitué d'épanchements basaltiques (Fig. 107) qui s'écoulent directement sur le socle Hercynien. Il existe une dissymétrie importante due à la morphologie du socle : dans la partie nord-est du plateau, l'épaisseur des laves est faible, tandis qu'elle est plus importante dans la partie sud et sud-est (Goër de Herve et al., 1991).

Le plateau est composé de nombreux édifices volcaniques dont il ne reste souvent que les necks. Ceux-ci sont alignés selon une direction N120-N130 ce qui confère au plateau de l'Aubrac une géométrie allongée, parallèle au horst de la Margeride. Goër de Herve et al. (1991) lui attribuent un volume de l'ordre de 40 km³.



Figure 107 – Les coulées basaltiques constituent par endroit des reliefs inversés sur le plateau de l'Aubrac.

III.2.1 TRAVAUX GEOCHRONOLOGIQUES PRECEDENTS

Les premiers âges mesurés en K-Ar, sur roche totale, du plateau de l'Aubrac sont compris entre 10,3 et 6,0 Ma, mais 70 % des âges sont compris entre 8 et 7,5 Ma (Baubron et Demange, 1982). Il y aurait donc eu un épisode volcanique intense à cette période précédé et succédé par un volcanisme plus dispersé. D'autres auteurs montrent que 90 % des magmas se sont mis en place autour de 7,5 Ma (De Goër de Herve et al., 1991), selon une base de donnée comptant un centaine de datations sur roche totale.

III.2.2 UNE ACTIVITE MIOCENE BREVE : NOUVELLES DONNEES

L'échantillonnage de 6 laves le long du plateau basaltique depuis le sommet jusqu'à la base a été effectué lors d'une campagne réalisée en 2005 par Leocat et Gillot (Leocat, 2005) dans le cadre d'un stage de Maîtrise. Certains doublages des mesures de K et d'Ar, et séparations des phases ont été réalisés au cours de cette thèse. Les résultats des datations K-Ar sont donnés dans le tableau 6.

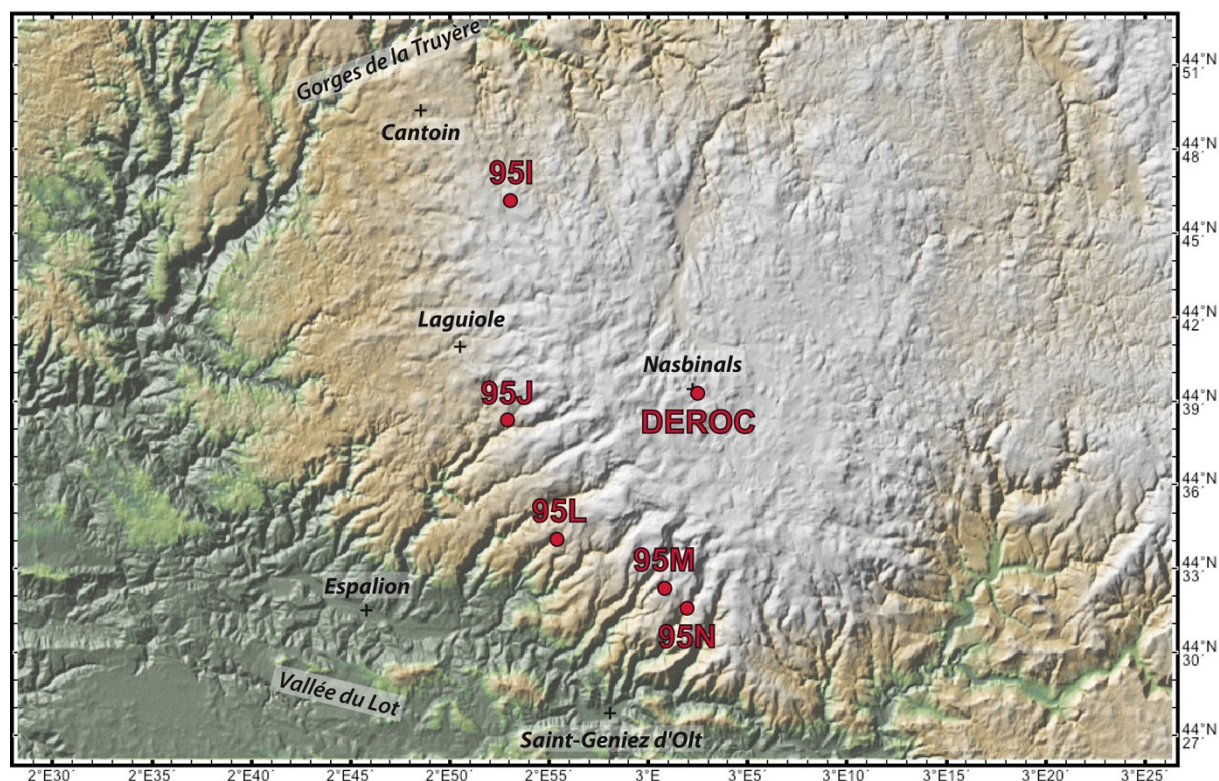


Figure 108 – Localisation des échantillons prélevés pour la datation K-Ar.

La principale difficulté de l'échantillonnage et la datation du plateau de l'Aubrac tient à sa morphologie. Le gauchissement vers le sud-ouest du socle contraint l'écoulement des laves, qui proviennent d'édifices localisés selon un alignement situé au centre du plateau. Ainsi, selon les différentes périodes d'activité, les laves s'engouffrent dans les vallées issues de l'érosion permanente de la partie sud-ouest du socle et ont toute tendance à rejoindre la vallée du Lot. En conséquence, des laves d'âges très différents s'entremêlent dans cette partie sud-ouest du plateau. C'est pourquoi la campagne d'échantillonnage s'est concentrée dans ces vallées qui incisent le plateau.

Les âges obtenus donnent une base de plateau à $8,67 \pm 0,13$ Ma (95M) et un sommet de plateau à $8,10 \pm 0,12$ Ma (DEROC). Des coulées intermédiaires ont été datées à $8,62 \pm 0,16$ Ma (95J), $8,49 \pm 0,12$ Ma (95N), $8,17 \pm 0,12$ Ma (95L) et $8,11 \pm 0,12$ Ma (95I).

Tableau 6 - Datations K-Ar de laves Miocènes du plateau de l'Aubrac. Toutes les laves sont datées sur mésostase.

Échantillon	Localisation	Coordonnées	K (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ 10^{13} (at/g)	Age (Ma) $\pm 1 \sigma$	Age moyen (Ma) $\pm 1 \sigma$
95M	Vieurals	N44°32'56,7" E03°01'04,1"	1,885	19,9 67,4	1,73 1,71	$8,65 \pm 0,13$ $8,68 \pm 0,12$	$8,67 \pm 0,13$
95J	Linars	N44°37'23,7" E02°52'32,6"	1,659	9,1 8,7	1,54 1,47	$8,73 \pm 0,16$ $8,50 \pm 0,16$	$8,62 \pm 0,16$
95N	Moncan	N44°32'27,1" E03°02'37,5"	1,164	40,8 56,5	1,06 1,03	$8,66 \pm 0,12$ $8,43 \pm 0,12$	$8,49 \pm 0,12$
95L	Bonnefon	N44°34'12,1" E02°56'22,6"	1,568	45,2 73,4	1,35 1,33	$8,21 \pm 0,12$ $8,13 \pm 0,12$	$8,17 \pm 0,12$
95I	Lacalm	N44°45'23,0" E02°52'47,0"	1,400	62,1 66,8	1,20 1,22	$8,05 \pm 0,11$ $8,17 \pm 0,12$	$8,11 \pm 0,12$
DEROC	Nasbinals	N44°39'01,2" E03°04'25,0"	1,482	49,9 49,4	1,27 1,28	$8,09 \pm 0,12$ $8,12 \pm 0,12$	$8,10 \pm 0,12$

III.2.3 DISCUSSION SUR LES AGES D'ACTIVITE DE L'AUBRAC

Nos âges d'activité obtenus, entre 8,7 et 8,1 Ma, sont en décalage avec la phase intense du volcanisme datée par Baubron et Demange (1982) qui se concentre plutôt entre 7,5 et 8 Ma, et la phase datée par Göer de Herve et al. (1991) qui se concentre autour de 7,5 Ma. Les incertitudes des auteurs précédents sont élevées, de l'ordre de 10% d'erreur sur l'âge, tandis que nos incertitudes représentent 1,5 % d'erreur, et les âges précédents ont été réalisés en roche totale. Néanmoins, les âges précédents recoupent nos âges dans les barres d'erreur. Nous obtenons donc des âges cohérents bien que plus précis que les auteurs précédents. Nos âges, malgré le faible nombre d'échantillon par rapport aux études précédentes, corroborent une période d'activité très courte d'une durée de 820 à 320 ka, tenant compte des incertitudes sur nos âges.

III.3 LE SILLON HOUILLER

III.3.1 PRESENTATION DU SILLON HOUILLER

Le Sillon Houiller (SH) est un grand décrochement tardi-hercynien qui sépare sur plus de 300 km de longueur deux grandes régions : le Limousin à l'ouest et le Massif Central à l'est. Il se prolongerait au nord vers le Bassin de Paris et le rift Rhénan, et au sud vers le linéament de Toulouse. Cet accident crustal doit son nom aux bassins stéphanien, houilliers, qui le jalonnent. Le rejet senestre le long du SH résulte d'une tectonique Namuro-Westphalienne et Stéphaniennne (299-304 Ma) (Burg et al., 1990). C'est une zone transformante en extension, en témoigne l'extension post-orogénique transverse du Massif Central et l'extension sub-parallèle à la chaîne varisque dans le Limousin.

III.3.2 STRUCTURALE ET GEODYNAMIQUE

Cet accident est marqué à l'ouest par une zone mylonitique à déformation ductile dominante, limité à l'est par la zone de failles bordières des bassins houilliers du Carbonifère supérieur, large de plusieurs kilomètres. Ces bassins se sont ouverts par décrochement (Letourneur, 1953 ; Bonijoly et Castaing, 1984). L'accident, qui borde le sillon à l'est des bassins houilliers, prend la forme d'une zone de failles large de plusieurs centaines de mètres et caractérisée par des brèches minéralisées. Les stries confirment un sens de cisaillement senestre.

Les données de tomographie sismique montrent qu'une anomalie thermique (Lucazeau et al., 1984) quasiment verticale à l'ouest du massif du Cantal est localisée à l'aplomb du SH (Granet et al., 2000). Ainsi, le SH serait une faille d'ampleur lithosphérique qui aurait guidé la remontée de chaleur du Massif Central au Tertiaire. Cette limite occidentale verticale se poursuit en profondeur jusque dans l'asthénosphère, toujours à l'aplomb du SH (Sobolev et al., 1997 ; Zeyen et al., 1997 ; Judenherc et al., 1999).

III.3.3 VOLCANISME LE LONG DU SILLON HOUILLER

Durant le Stéphanien (304 – 299 Ma), un épisode volcanique précède immédiatement la sédimentation houillère : le remplissage des bassins débute par une série éruptive associée à des conglomérats (Le Garrec, 1988). En 1953, Letourneur évoque déjà la possibilité que le SH lui-même constitue l'axe des centres éruptifs. Dans le complexe détritique à dominante gréseuse, Letourneur décrit l'épanchement de laves trachyandésitiques et des dépôts de cendres. Au Miocène supérieur et au Pliocène, deux régions du SH sont ponctuellement volcanisées : Pontamur-Bourg Lastic au Nord, Bort-les-Orgues au Sud. Les laves émises sont des basanites à leucite et parfois à néphéline. Les seuls termes différenciés seraient la phonolite de Bort-les-Orgues et le trachyte de Menet.

Il existe deux directions de fractures différentes (Le Garrec, 1988) : la direction Houiller d'où sont issues les laves du SH (N30), et la direction varisque d'où sont issues notamment les laves des planèzes cantaliennes (N130). Les laves sont de même nature mais on distingue les laves SH et les laves du Cantal par la direction des fractures dont elles sont issues.

III.3.4 VOLCANOLOGIE DU SILLON HOUILLER

La majorité des points d'émission du volcanisme le long du SH sont de nature basanitique à feldspathoïdes mais il existe quelques pointements différenciés. Les laves basanitiques se sont mises en place au cours d'épisodes stromboliens qui s'accompagnent parfois de coulées de laves massives prismées. Certains necks, à la prismsation radiale, témoignent de la présence d'anciens lacs de lave comme à Chastel-Marhlac en périphérie nord du Cantal. De manière générale, les édifices sont faiblement conservés et se répartissent dans une large bande tectonisée de plusieurs km où l'on dénombre deux directions préférentielles (Fig. 109) : N30/N40 Sillon Houiller et N130/N160 Margeride.

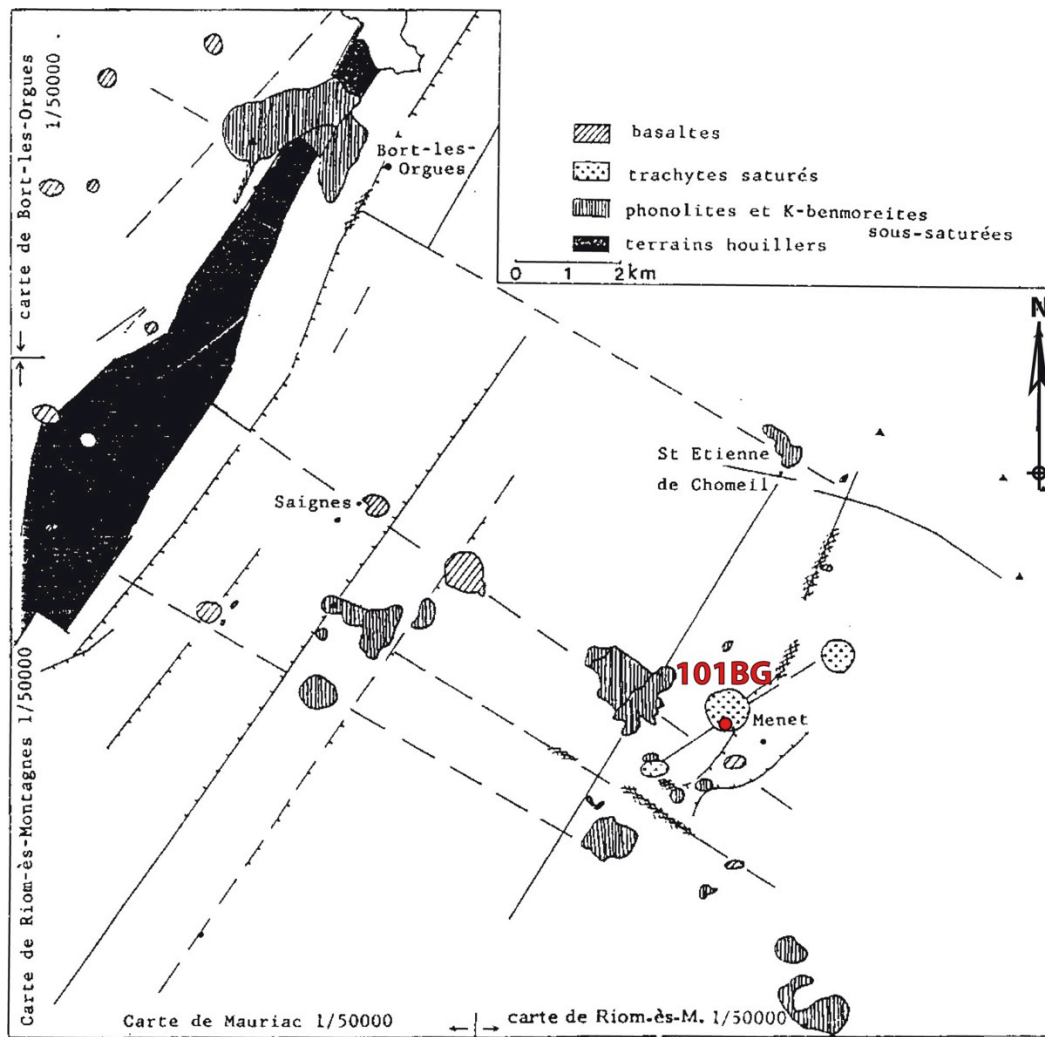


Figure 110 – Les pointements différenciés de Menet (trachyte) et de Bort-les-Orgues (phonolite) sont alignés selon des fractures N130 (modifié d'après Le Garrec, 1988).

Le pointement phonolitique de Bort-les-Orgues est localisé au sein même du système de faille du SH (Fig. 110). Ce magma est remonté par le vecteur de failles de direction N30. La phonolite recouvre une surface d'environ 4 km² sur une épaisseur d'environ 100 m, ce qui représente un volume d'environ 0,4 km³. Il existe d'autres pointements phonolitiques, d'un volume moindre, alignés selon la direction N130.

III.3.5 TRAVAUX GEOCHRONOLOGIQUES PRECEDENTS

Il existe quelques données d'âge K-Ar sur le volcanisme du Sillon Houiller mais qui sont peu documentées voire confuses et toutes réalisées sur roche totale. Dans la notice de la feuille de Bourg-Lastic (Brousse et al., 1989), on peut lire que le volcanisme du Sillon Houiller s'échelonne de 25 à 8 Ma mais sans préciser l'origine

de ces âges. Talbert (1989) donne un âge du volcanisme dans la région de Bort-les-Orgues compris entre 8 et 7 Ma, tandis que Brousse et Lefèvre (1990) présentent le dôme-coulée phonolitique de Bort-les-Orgues comme étant âgé de $5,83 \pm 0,5$ Ma à $6,4 \pm 0,2$ Ma. D'autre part, Brousse et al. donnent, dans la notice de la carte géologique de Mauriac, le Puy Charlus a environ 10 Ma, et les Puy l'Abbé et de Prodelles entre 7,3 et 6,9 Ma (Bellon et Gibert, non publié). Dans la notice de la feuille de Pleaux (Brousse et al., 1977), on peut lire que l'âge d'une coulée du Sillon Houiller près d'Arnac et de Saint-Santin Cantalès est donné à $13,1 \pm 1,0$ Ma à la Barrière. Cantagrel et Boivin (1978) datent quant à eux, au nord du sillon, près de Combrailles une lave à 2,2 Ma et le Puy Saint Gulmier à 3,1 Ma.

Néanmoins, deux âges fiables ont été mesurés sur phases séparées selon la technique Cassagnol-Gillot durant un stage de Maîtrise en 2004 par Aurélien Pons. Un échantillon prélevé à Muratel a été mesuré à $3,12 \pm 0,04$ Ma (82A) et à la butte d'Herment à $2,49 \pm 0,04$ Ma (85B).

III.3.6 UNE ACTIVITE MIO-PLIOCENE : NOUVELLES DONNEES

De façon à préciser et compléter les données géochronologiques sur le volcanisme le long du Sillon Houiller, nous avons réalisé 6 nouvelles datations. Tous les échantillons ont été prélevés lors d'une campagne entreprise par Brousse et Gillot en 2000, excepté l'échantillon 101BG prélevé au cours de cette thèse. Les datations sont présentées ici le long du sillon du sud vers le nord (Fig. 111). Les résultats des mesures sont présentés dans le tableau 7.

Les points de sortie basaltiques les plus au sud sont localisés au niveau des planèzes cantaliennes ouest. Près de Saint-Santin Cantalès, une lave a été datée à $6,07 \pm 0,08$ Ma (90D). 5 km au NNE de ce point, une coulée a été datée à $5,51 \pm 0,08$ Ma (90E) proche du village d'Arnac. En périphérie nord du massif du Cantal, le pointement trachyte de Menet a été mesuré à $6,45 \pm 0,09$ Ma (101BG). Au NW du massif du Cantal, à Bort-les-Orgues, une lave basaltique donne un âge de $2,03 \pm 0,04$ Ma (86L). Plus au nord, Pons (2004) date une lave à Muratel à $3,12 \pm 0,04$ Ma (82A) et une autre à la butte d'Hermont à $2,49 \pm 0,04$ Ma (85B). Au nord-ouest de ce dernier, une lave basaltique est datée à $1,81 \pm 0,03$ Ma (86O) sur la butte de Voingt. Enfin, l'âge obtenu le plus au nord du sillon, à l'ouest de Pontgibaud proche du

village de Combrailles, a été mesurée sur une lave basaltique à $2,55 \pm 0,04$ Ma (82I2).

Tableau 7 - Datations K-Ar de laves Mio-Pliocènes le long du Sillon Houiller. Toutes les laves sont datées sur mésostase.

Échantillon	Localisation	Coordonnées	K (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ 10^{13} (at/g)	Age (Ma) $\pm 1 \sigma$	Age moyen (Ma) $\pm 1 \sigma$
101BG	Menet	N45°18,143' E02°34,411'	4,599	88,5 93,0	3,09 3,11	$6,43 \pm 0,09$ $6,46 \pm 0,09$	$6,45 \pm 0,09$
90D	Pleaux	-	1,796	71,4 78,1	1,15 1,13	$6,11 \pm 0,09$ $6,04 \pm 0,09$	$6,07 \pm 0,09$
90E	Pleaux	-	1,277	52,4 55,4	0,74 0,74	$5,51 \pm 0,08$ $5,51 \pm 0,08$	$5,51 \pm 0,08$
82I2	Chambon	-	1,790	51,0 33,3	0,47 0,48	$2,54 \pm 0,04$ $2,55 \pm 0,04$	$2,55 \pm 0,04$
86L	Bort-les- Orgues	-	1,601	9,7 7,3	0,35 0,35	$2,00 \pm 0,04$ $2,07 \pm 0,04$	$2,03 \pm 0,04$
86O	Butte de Voingt	-	1,671	11,8 12,2	0,32 0,31	$1,82 \pm 0,03$ $1,80 \pm 0,03$	$1,81 \pm 0,03$

III.3.7 LE VOLCANISME LE LONG DU SILLON HOULLIER : DISCUSSION ET SYNTHESE

Lorsque l'on compare nos résultats de datation K-Ar aux résultats obtenus précédemment, on observe une différence certaine tant en durée d'activité qu'en fiabilité des données d'âge. De plus, nos incertitudes sont bien meilleures. Il existe néanmoins des similitudes dans l'âge de certaines laves en un point donné, comme une coulée datée par Cantagrel et Boivin (1978) à 2,2 Ma et que l'on mesure à $2,55 \pm 0,04$ Ma (82I2). On date également le trachyte de Menet à $6,45 \pm 0,09$ Ma (101BG) qui était donné par Brousse et Lefèvre (1990) à $6,4 \pm 0,2$ Ma. Mais les points de sortie basaltiques datés à l'ouest du massif du Cantal, que l'on date à $6,07 \pm 0,08$ Ma (90D) et $5,51 \pm 0,08$ Ma (90E) près d'Arnac et Saint-Santin Cantalès, avaient été donnés par Brousse et al. (1977) à $13,1 \pm 1,0$ Ma. Par ailleurs, malgré le faible nombre d'échantillons datés, aucun ne donne un âge supérieur à 6,5 Ma alors que la littérature affirme que l'activité Miocène du SH a débuté à 13 voire 25 Ma. Les âges donnés à 13 Ma dans la littérature correspondent probablement à la phase d'activité du Miocène moyen représentée par l'écoulement de laves primaires sur le socle.

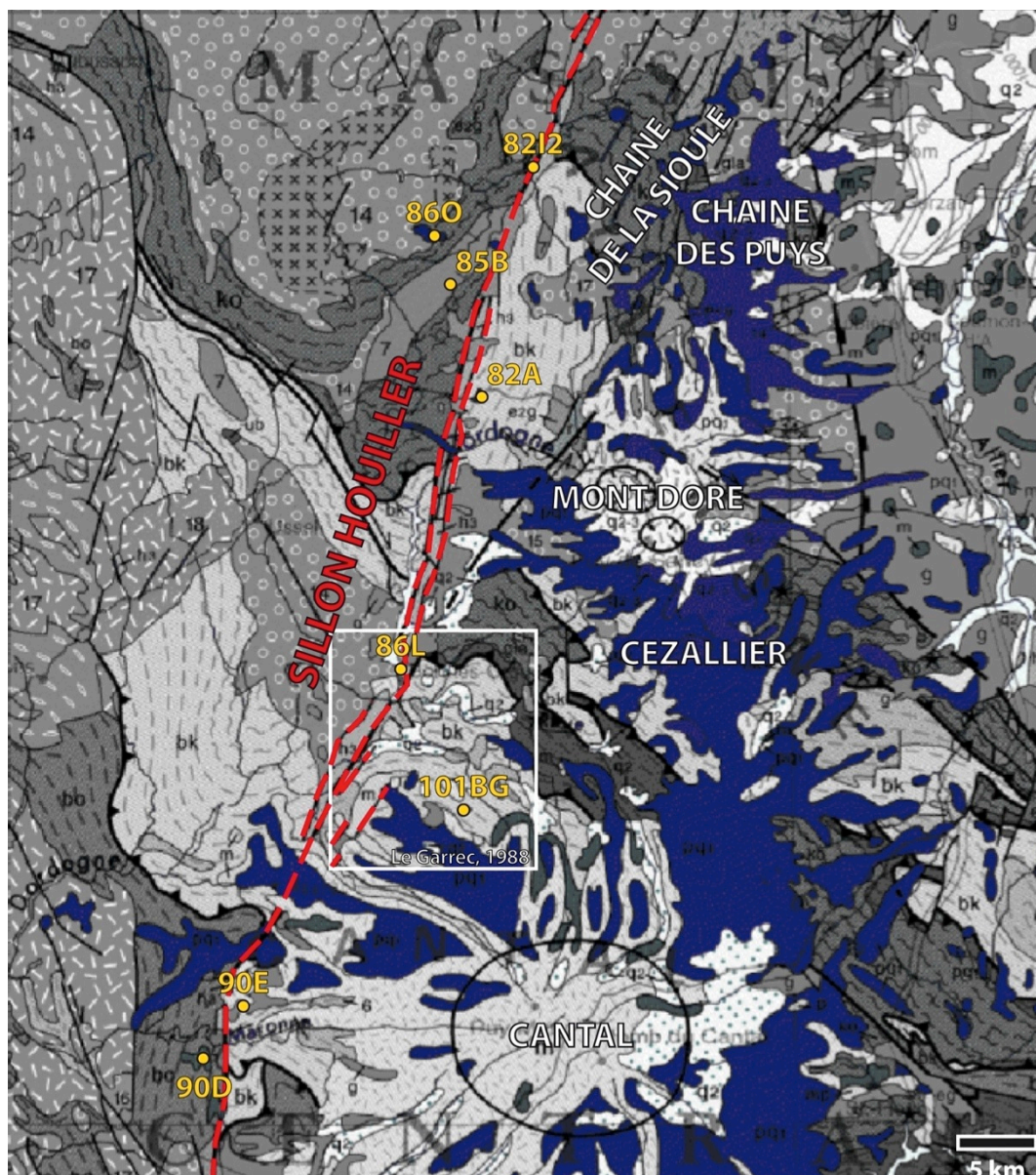


Figure 111 – Localisation des échantillons datés au K-Ar le long du Sillon Houiller dans cette étude et des échantillons 82A et 85B mesurés précédemment sur phases séparées selon la technique Cassagnol-Gillot par Pons (2004).

Selon les données acquises lors de notre étude, la durée d'activité du SH s'échelonne entre environ 6,5 et 1,8 Ma. On observe également que les âges sont de manière générale de plus en plus jeunes du sud vers le nord. Nous justifions la cohérence de nos âges en les comparant à l'âge d'activité des différentes provinces volcaniques traversées par le SH. Ainsi, l'âge du volcanisme des planèzes ouest du massif du Cantal, à environ 5 Ma, est cohérent avec les âges obtenus à 6,1 et 5,5 Ma. Les âges obtenus dans la région de Bort-les-Orgues et Pontgibaud, qui s'échelonne entre 2,5 et 1,8 Ma, sont cohérents avec l'âge d'activité de la série moyenne du Mont Dore compris entre 3 et 1,5 Ma.

Chapitre IV

-

Relations spatio-temporelles entre le massif du Cantal et les provinces volcaniques adjacentes



Le plateau de l'Aubrac.

Ce chapitre est consacré à l'étude des relations spatio-temporelles entre le massif du Cantal et les provinces volcaniques adjacentes.

Dans un premier temps, nous montrerons les relations temporelles entre les épisodes de constructions du massif du Cantal et les phases d'activité du plateau du Cézallier, de l'Aubrac, et de l'alignement du Sillon Houiller.

Puis nous combinerons nos résultats géochronologiques aux âges donnés dans la littérature de façon à établir un schéma spatio-temporel du volcanisme à l'échelle de l'Auvergne. Nous intégrerons à cette occasion, 2 nouvelles datations obtenues au cours de ce travail, dans la Chaîne de la Sioule.

Enfin, nous intégrerons les 47 nouvelles données géochronologiques, acquises dans la partie ouest du Massif Central au cours de ce travail, aux données existantes dans la littérature pour apporter plus de précision quant à la chronologie du volcanisme à l'échelle du Massif Central.

IV.1 RELATIONS TEMPORELLES : APPORT DES NOUVELLES DATATIONS

L'apport de nouvelles datations dans le massif du Cantal et dans les provinces volcaniques adjacentes (Fig. 112) permet de faire les constats suivants :

(1) La courte activité du plateau de l'Aubrac, entre 8,7 et 8,1 Ma, est contemporaine de la fin de la phase de construction trachyandésitique du paléo-Cantal comprise entre 9,3 et 8,1 Ma.

(2) Le début de l'activité sur le plateau du Cézallier, il y a 6 Ma, est contemporain du recouvrement du massif du Cantal par les basaltes de plateau qui débute vers 7,8 Ma jusqu'à environ 5 Ma.

(3) Les premiers pointements volcaniques du Sillon Houiller, datés entre 6,5 et 5,5 Ma, sont contemporains de la phase de recouvrement du massif du Cantal par les basaltes de plateau qui débute vers 7,8 Ma jusqu'à environ 5 Ma.

Quelles conclusions peut-on tirer de ces relations temporelles pour l'activité magmatique dans la région du massif du Cantal ?

Tout d'abord, le plus important volume de magma émis concerne la phase de construction initiale du massif du Cantal. A partir de 9,3 Ma, des magmas trachyandésitiques, qui se sont différenciés pendant leur stockage sous le massif du Cantal, s'expriment en surface principalement sous la forme de dômes, remontant à la faveur de fractures Hercyniennes. Dans le même temps, entre 8,7 et 8,1 Ma, les magmas basiques qui n'ont pas été stockés sous le massif du Cantal, remontent rapidement à la surface, et s'épanchent préférentiellement le long de fractures de directions varisques N130 qui bordent le sud-ouest du horst de la Margeride donnant naissance au plateau de l'Aubrac (Fig. 113). Cette activité basique représente probablement les reliquats de l'activité basanitique du Miocène moyen qui constitue le substratum du massif différencié du Cantal.

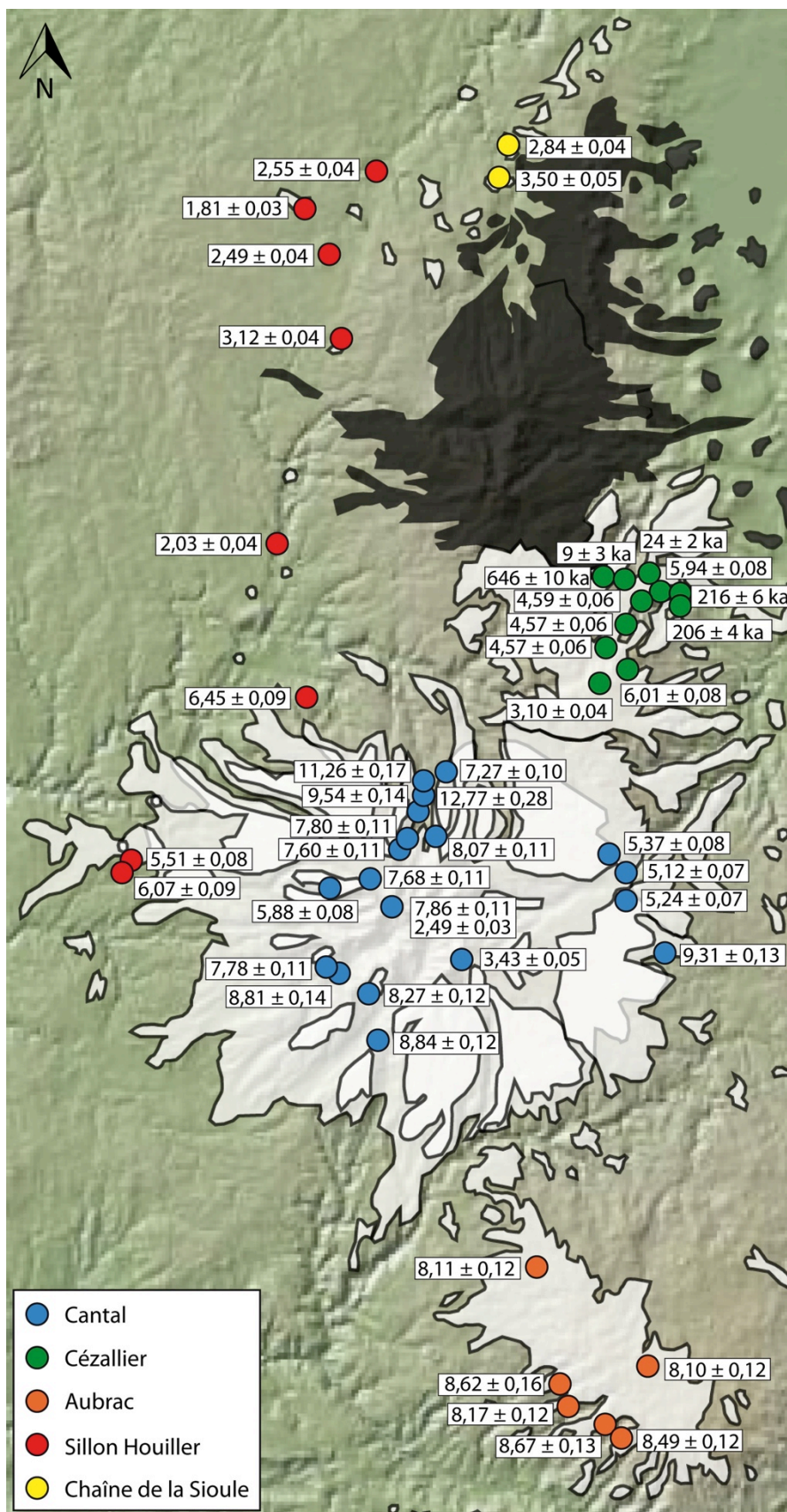


Figure 112 – Localisation des 47 nouveaux âges K-Ar (en Ma sauf indiqué) apportés au cours de ce travail dans la partie ouest du Massif Central.

Une activité basaltique importante recouvre le massif du Cantal à partir de 7,8 Ma mais qui s'exprime plus amplement autour de 5 Ma. Ces magmas basiques profitent des profondes fractures qui limitent la caldeira du Cantal alors formée, pour remonter à la surface, tandis qu'au centre du massif, la caldeira est remplie par des produits différenciés formant un bouchon et ne permettant plus la remontée des magmas sous la caldeira. Il existe à partir de 6 Ma un pic d'alimentation en basalte. Ces magmas ne vont pas seulement remonter par les fractures du socle du massif du Cantal mais vont également profiter des fractures adjacentes. Ainsi débute l'activité du plateau du Cézallier (Fig. 113), dont le volume le plus important est constitué par des épanchements basaltiques entre 6 et 3 Ma. Simultanément, le Sillon Houiller, profonde faille lithosphérique, va échantillonner ces mêmes magmas qui vont remonter rapidement le long de la faille à partir de 6,1 Ma (Fig. 113), avec un volume bien moindre néanmoins. On observe qu'il est donc plus facile pour le magma d'emprunter les fractures d'héritage Hercynien que la faille du Sillon Houiller. En effet, le socle du Massif Central est très fracturé offrant plus de possibilité de trajets de remontée magmatique.

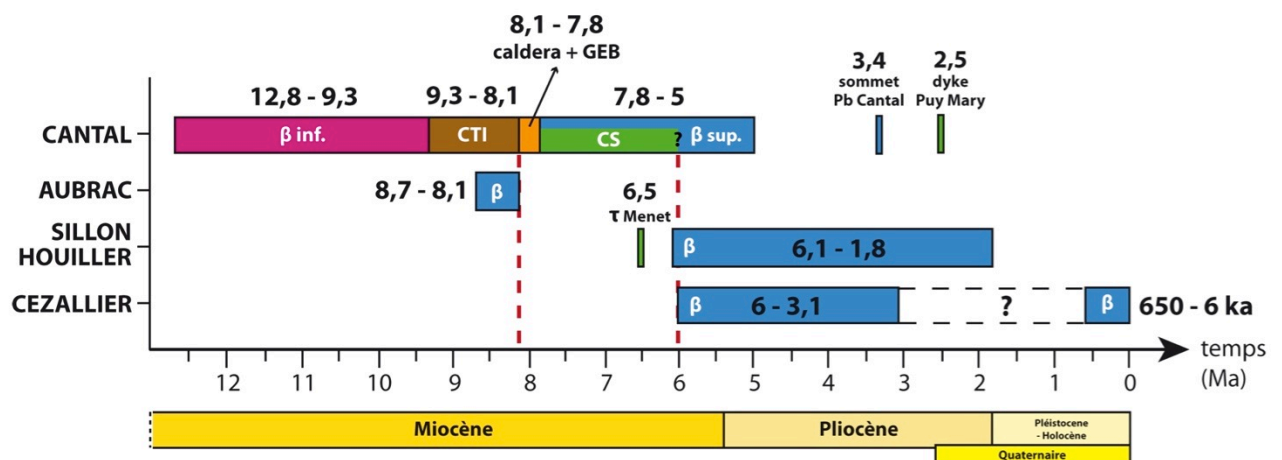


Figure 113 – Relations temporelles entre le massif du Cantal et les provinces volcaniques adjacentes. β : basalte/basanite ; τ : trachyte ; CTI : Complexe Trachyandésitique Inférieur ; CS : Complexe Supérieur ; GEB : Grand Écoulement Brélique.

Le rôle des failles d'héritage Hercynien, représentées principalement par une direction N130, est majeur. Elles constituent un vecteur préférentiel de l'ascension des magmas dans le massif du Cantal et ses provinces volcaniques adjacentes.

IV.2 MIGRATION SPATIO-TEMPORELLE DU VOLCANISME

Une nouvelle chronologie du volcanisme en Auvergne peut être établie, depuis le milieu du Miocène, en combinant les nouvelles données K-Ar acquises et les données bibliographiques.

Tout d'abord, nous ajoutons aux âges du volcanisme péri-cantalien, deux âges que nous avons eu l'occasion d'échantillonner dans la Chaîne de la Sioule (Fig. 114). Celle-ci constitue un alignement volcanique orienté NE-SW d'environ 50 km de longueur pour 11 km de largeur, depuis le maar du Gour de Tazenat au nord jusqu'à la zone sud-ouest de Pontgibaud. C'est une province alcaline et non différenciée dans laquelle on compte une cinquantaine de centres éruptifs. Elle se découpe en deux entités, des centres éruptifs Pliocènes et des centres éruptifs Quaternaire. Cette dernière est surnommée la « Petite Chaîne des Puys ». Brousse et Lefèvre (1990) rapportent trois datations Pliocènes : 5,4 Ma au volcan de Tracos, 3,78 Ma au Puy de Banson, et 3,5 Ma au volcan de Brigaudix. Ils donnent dans la phase Quaternaire un âge au Puy de Chalard à $51\,000 \pm 7\,900$ ans en TL. Le maar du Gour de Tazenat est donné à > 30 ka (Pilleyre, 1991 ; Juvigné et Stach-Czerniak, 1998) en TL et à l'aide de la palynologie. Nous complétons les données d'âge existantes par deux nouvelles datations réalisées au sein de la phase Pliocène (Fig. 113 ; Tableau 8). Une coulée basaltique issue du Puy de Moufle (101SI02) datée à $3,50 \pm 0,05$ Ma, et une coulée basaltique dans les environs de Hauteroche (101SI03) datée à $2,84 \pm 0,04$ Ma. Ces nouveaux âges permettent de confirmer la période d'activité Pliocène de la chaîne et de rajeunir sa limite supérieure à 2,8 Ma (101SI03). Ainsi, l'activité de la Chaîne de la Sioule serait contrainte dans sa phase Pliocène entre 5,4 et 2,8 Ma.

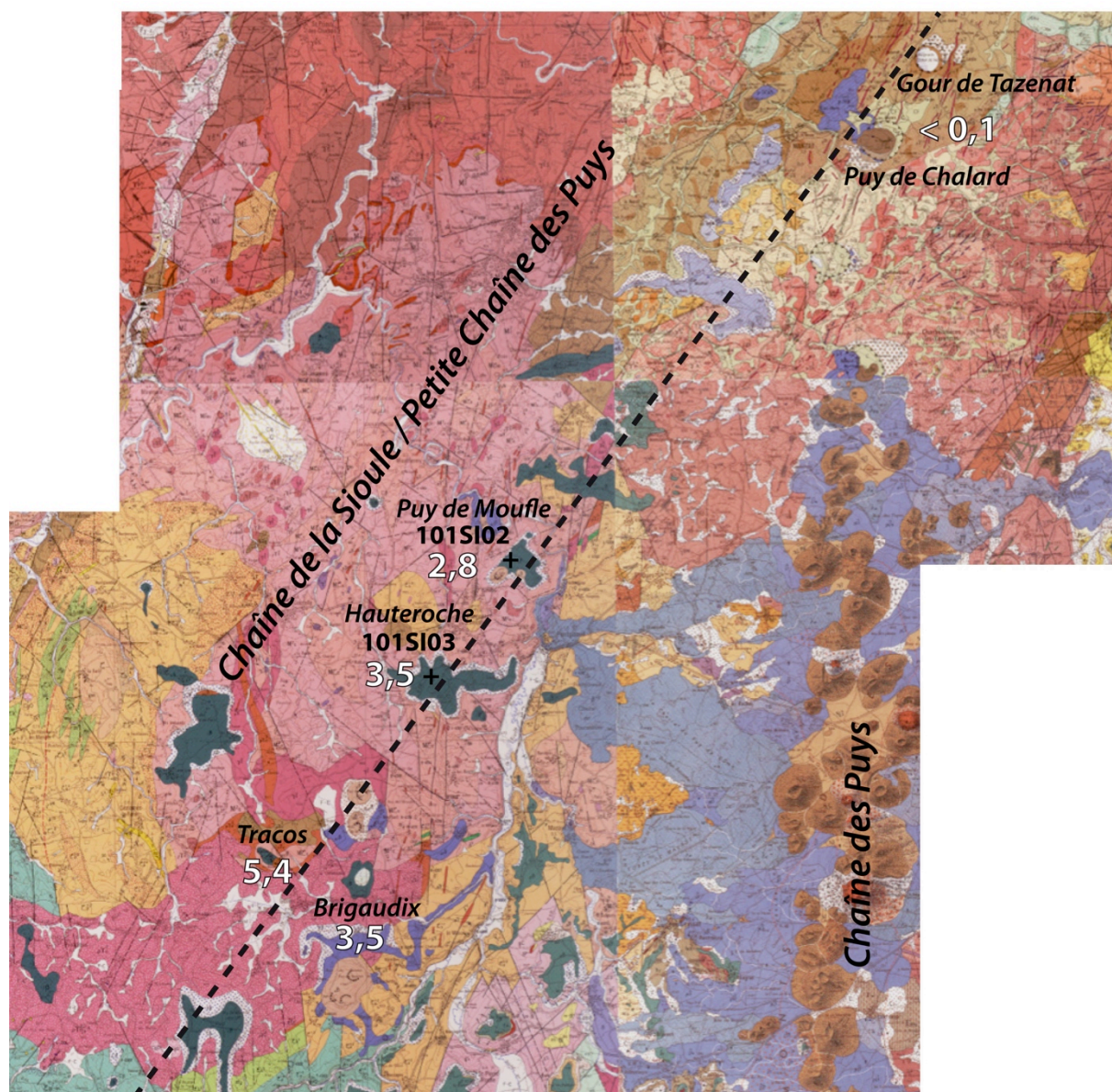


Figure 114 – Localisation des datations des laves au cours de cette étude dans la Chaîne de la Sioule (représentées en vert) et âges K-Ar connus en Ma. (extrait des cartes géologiques de Saint-Gervais d'Auvergne, Aigueperse, Pontgibaud, Clermont-Ferrand, 1/50 000^e, BRGM)

Tableau 8 - Datations K-Ar de laves Pliocènes de la Chaîne de la Sioule. Toutes les laves sont datées sur mésostase.

Échantillon	Localisation	Coordonnées	K (%)	40Ar* (%)	40Ar* 10 ¹³ (at/g)	Age (Ma) ± 1 σ	Age moyen (Ma) ± 1 σ
101SI02	Puy de Moufle	N45°50,902' E02°50,730'	1,726	43,5 47,4	0,63 0,63	3,50 ± 0,05 3,50 ± 0,05	3,50 ± 0,05
101SI03	Hauteroche	N45°49,597' E02°48,489'	1,671	41,3 41,9	0,49 0,50	2,84 ± 0,04 2,84 ± 0,04	2,84 ± 0,04

On établit un résumé de la chronologie de l'activité volcanique à l'échelle de l'Auvergne. Tout d'abord, il existe une période précoce, vers 13 Ma, durant laquelle des basaltes Miocène s'épanchent directement sur le socle, notamment dans le fond des vallées nord et est du Cantal, et ce jusqu'à environ 9 Ma. Puis une activité contemporaine au Tortonien permet la mise en place du plateau de l'Aubrac entre 9 et 8 Ma, et du complexe trachyandésitique initial du massif du Cantal de 9,3 à 8,1 Ma. A partir de 7,8 Ma une intense activité basaltique va d'abord se manifester par l'enneigement basaltique du massif du Cantal jusqu'à 5 Ma, puis dans le même temps à partir de 6 Ma se met en place le plateau du Cézallier jusqu'à environ 3 Ma. Cette activité s'accompagne du développement du volcanisme le long du Sillon Houiller dont les premiers termes s'expriment en surface vers 6 Ma au sein des planèzes ouest du massif du Cantal. Au nord du Cézallier, le stratovolcan du Mont Dore débute sa construction à partir de 4,7 Ma dans sa phase la plus précoce, puis se poursuit à 3 Ma. De façon contemporaine, plus au nord, parallèlement au SH dont l'activité s'exprime aux environs de 2,5 à 2 Ma, l'alignement de la Chaîne de la Sioule voit le jour à partir de 5,4 jusqu'à 2,8 Ma. A partir de 1,5 Ma, l'activité reprend dans le massif du Mont Dore sur son versant sud où naît le stratovolcan du Sancy à partir de 0,8 Ma. Enfin, à partir du Pléistocène, un volcanisme récent se développe, d'abord sur le plateau du Cézallier à partir d'au moins 650 ka, puis dans la Chaîne des Puys à partir d'au moins 100 ka jusqu'à des phases d'âge préhistorique.

Lorsque l'on regarde l'évolution des âges du volcanisme en Auvergne que nous avons mesuré en fonction de la latitude, on constate que les âges sont de plus en plus jeunes du sud vers le nord (Fig. 115). Ce constat avait déjà été établi par Cantagrel et Thonat (1976) à partir des premières données géochronologiques comparées entre le massif du Cantal, le plateau du Cézallier et le massif du Mont Dore. Cette migration progressive du volcanisme se fait sur près de 150 km depuis la latitude N44,5° jusqu'à N45,8°, soit depuis l'Aubrac jusqu'à la Chaîne des Puys. Néanmoins certains âges, atypiques mais néanmoins isolés, montrent des reliquats d'activité, comme dans le massif du Cantal, avec une activité basaltique à 3,4 Ma et une différenciée très tardive des dykes du Puy Mary il y a 2,5 Ma.

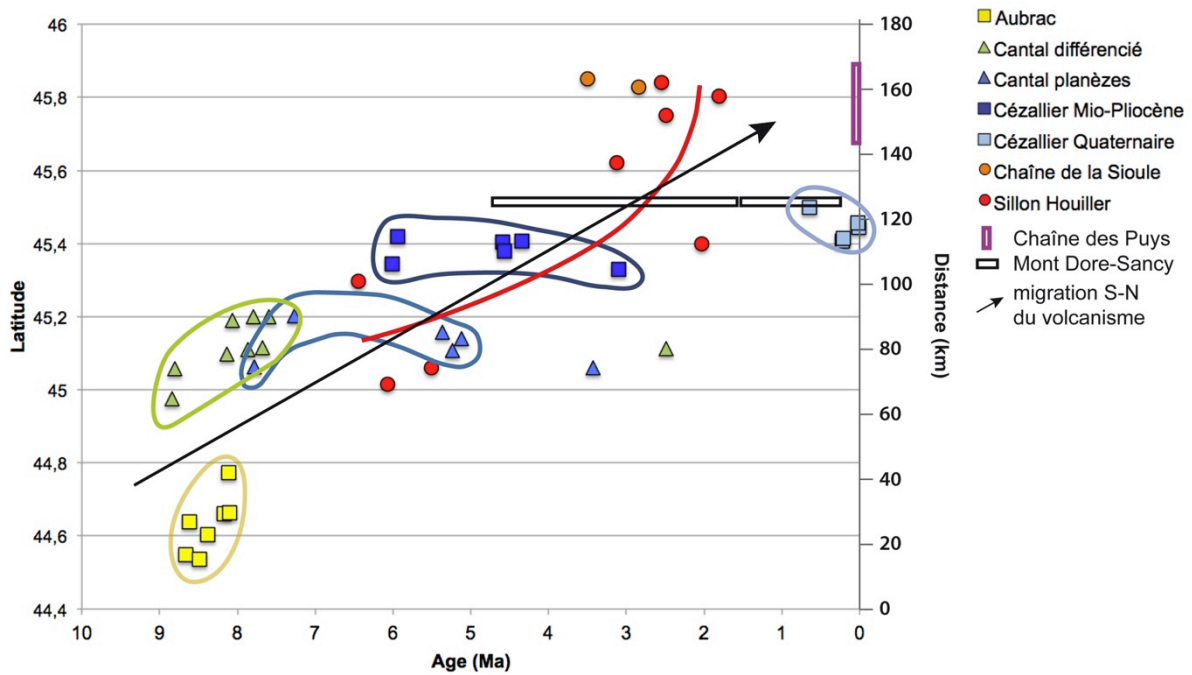


Figure 115 – L'évolution spatio-temporelle du volcanisme de l'Auvergne depuis 10 Ma montre une migration du sud vers le nord. Les axes des ordonnées indiquent la latitude (à gauche) et une échelle de distance (à droite).

Lorsque l'on s'intéresse à la géométrie de cette corrélation en fonction de la latitude, on suggère une migration en escalier avec des paliers (Fig. 116). Ainsi, la migration ne semble pas continue mais par à coup. Il existe 3 ruptures de pentes qui traduisent un saut du volcanisme vers le nord à ca. 8 et ca. 5 Ma, et ca. 3 Ma. Cette tendance ascendante s'inverse vers 1,5 Ma où le volcanisme a tendance à se développer à nouveau vers le sud. Le développement du volcanisme vers le nord pourrait se heurter à deux facteurs limitant :

(1) Le croisement du Sillon Houiller (SH) : il n'existe pas de volcanisme à l'ouest du SH.

(2) Le graben de Limagne est un facteur limitant à la remontée du volcanisme étant donné l'épaisseur de l'empilement sédimentaire, surtout dans sa partie ouest (près de 3 000 m) (Morange et al., 1971).

Ce resserrement structural constituerait une terminaison du volcanisme de l'Auvergne au nord. La remontée du magma ne pouvant plus s'effectuer vers le nord, celui-ci serait contraint de migrer plus au sud. Ainsi le volcanisme s'exprime plus au sud avec la formation du massif du Sancy sur la bordure sud de la caldeira du Mont Dore entre 1,2 Ma et 200 ka, et la remontée de magma basaltique dans le nord du

Cézallier à partir d'au moins 650 ka. Ceci tendrait à montrer par ailleurs que le gap d'activité constaté dans la province du Cézallier, entre 3 Ma et 650 ka, n'est pas du à un biais d'échantillonnage et bien à un gap d'activité du fait de la migration des magmas vers le nord.

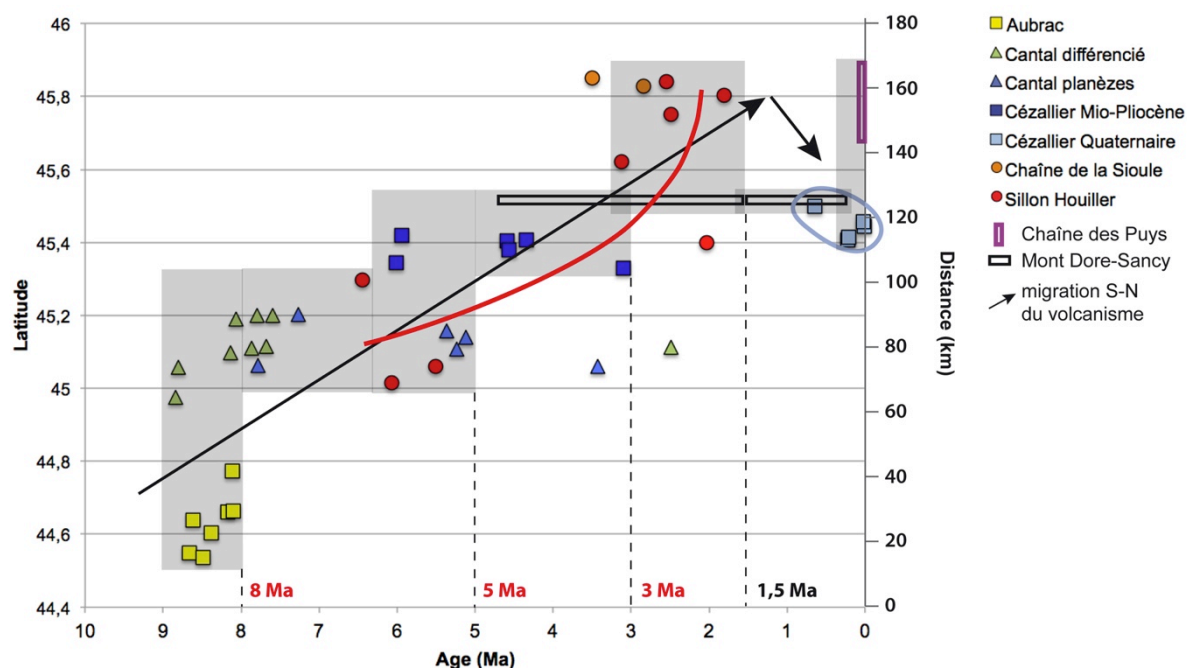


Figure 116 – Migration par palier vers le nord du volcanisme de l'Auvergne jusqu'à 1,5 Ma puis migration contrainte vers le sud jusqu'à l'Holocène.

Par ailleurs, nos nouvelles données géochronologiques s'intègrent de façon cohérente dans la synthèse des âges du volcanisme du Massif Central (Fig. 117) malgré les modifications plus ou moins importantes des limites temporelles de l'activité de quelques provinces auvergnates présentées précédemment (Fig. 118).

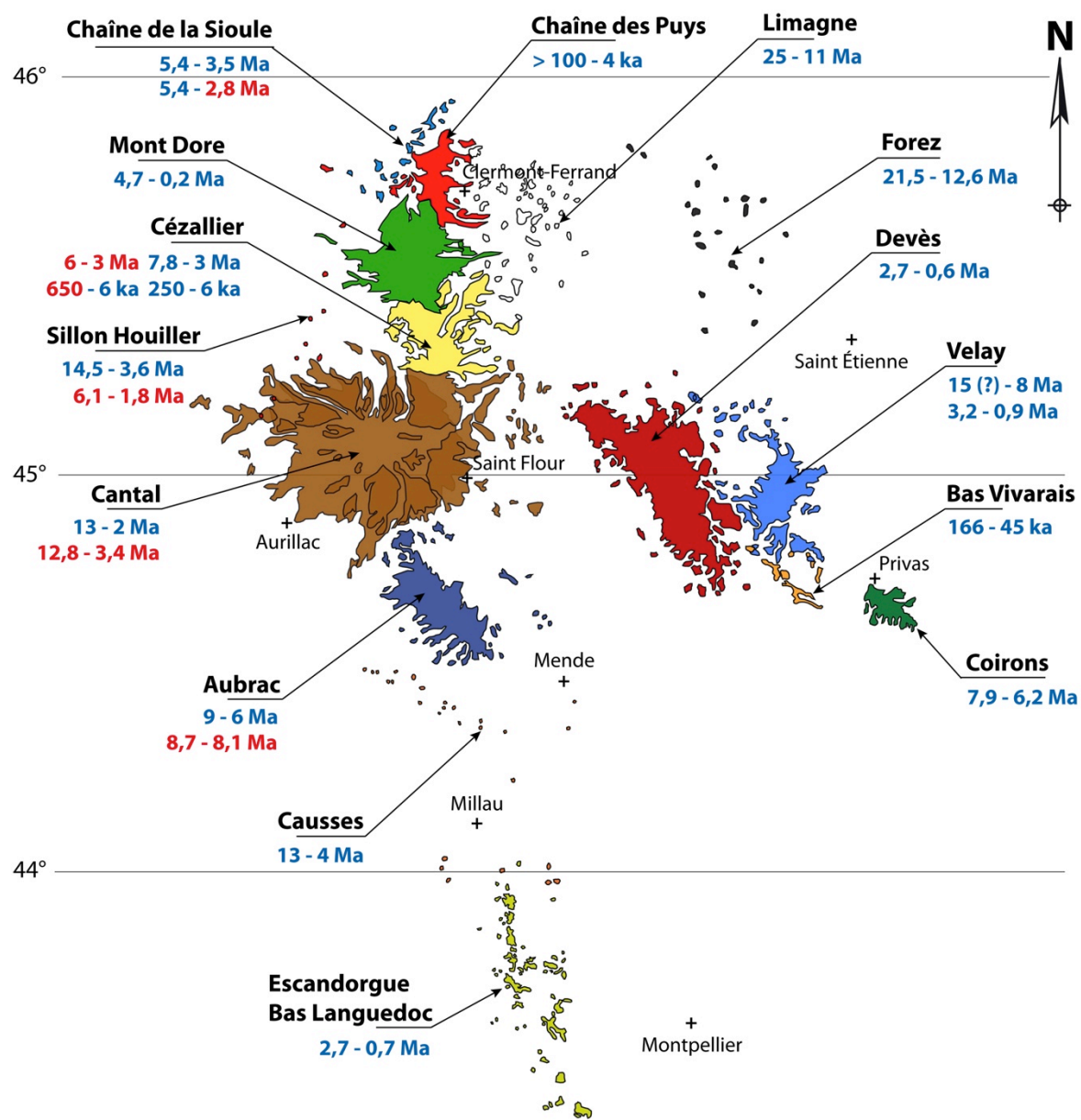


Figure 117 – Ages d'activité des provinces volcaniques du Massif Central. Les âges littérature sont en bleu (références et auteurs, cf. chapitre I), les nouvelles données géochronologiques acquises sont en rouge.

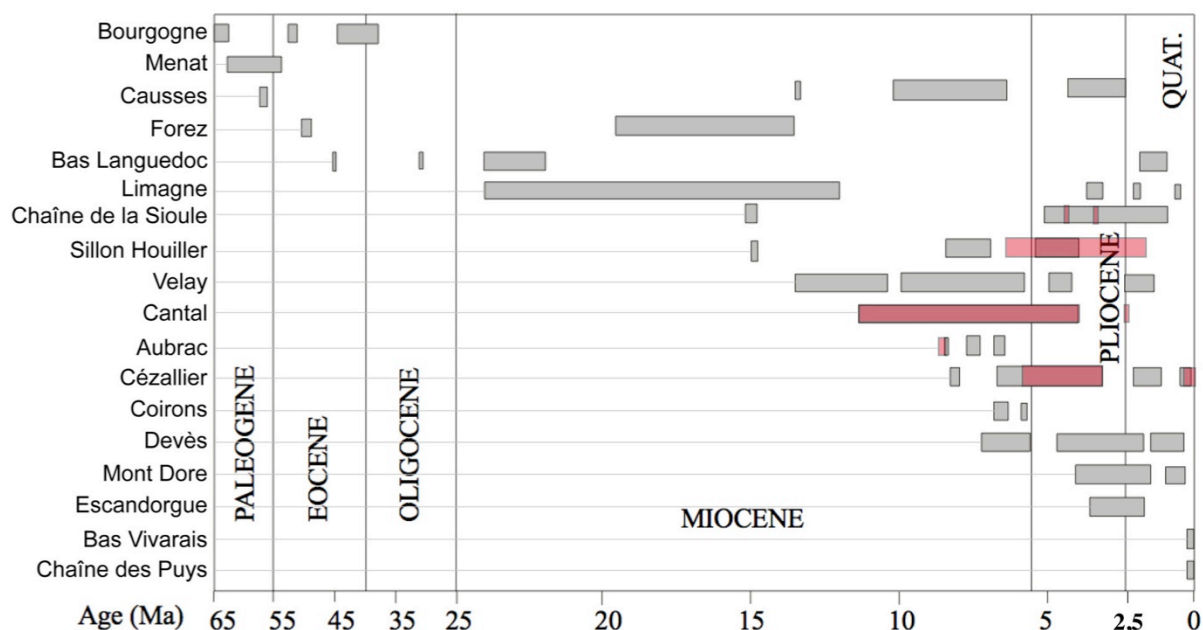


Figure 118 – Chronologie du volcanisme du Massif Central depuis le Paléogène. L'intégration de nouvelles contraintes temporelles apparaît en rouge (modifié d'après Maury et Varet, 1980).

Enfin, les conclusions tirées de l'évolution spatio-temporelle du volcanisme de l'Auvergne, du sud vers le nord, durant ces 10 derniers Ma, confirment la théorie de Brousse et Froidevaux (1974) selon laquelle le volcanisme se développe depuis un point triple situé dans le nord du massif du Cantal et qui est de plus en plus jeune vers l'extrémité des branches (Fig. 119) : (1) depuis le Cantal jusqu'au Cap d'Agde, de 13 Ma à < 1 Ma, pour la branche sud ; (2) depuis le Cézallier jusqu'à la Chaîne des Puys, de 6 Ma à < 1 Ma ; (3) et depuis la partie nord du Velay jusqu'au Bas Vivarais, de 8 (?) Ma à < 1 Ma pour la branche est (à l'exception du plateau Miocène supérieur des Coirons qui ne suit pas cette distribution mais dont les âges mesurés sont discutables).

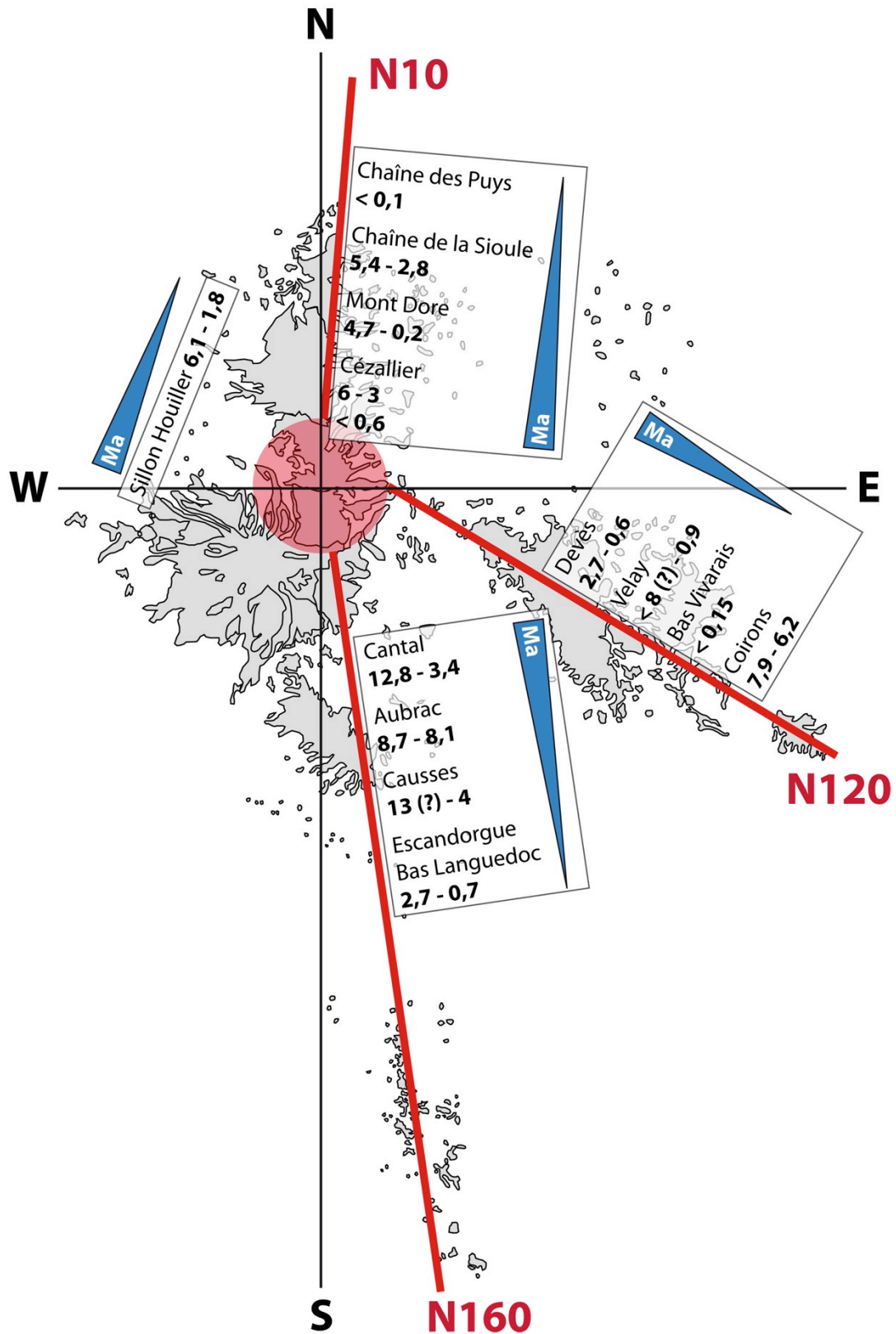


Figure 119 – Développement du volcanisme autour d'un point triple selon trois branches le long desquelles les âges sont globalement de plus en plus jeunes de ≥ 10 à < 1 Ma (modifié d'après Brousse, 1974).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

Tout d'abord, nous avons reconstitué l'évolution morpho-structurale, la dynamique éruptive et l'histoire volcanique du massif du Cantal. Des observations de terrain, couplées à des datations K-Ar, nous ont permis de contraindre dans l'espace et dans le temps une séquence stratigraphique identique tout autour du massif. Après l'épanchement de basaltes Miocène sur le socle Hercynien du Massif Central de 12,8 à 9,3 Ma, un complexe initial formé de l'empilement de dômes trachyandésitiques se construit de 9,3 à 8,1 Ma. Nous montrons qu'il existe des évidences chrono-stratigraphiques, structurales et géomorphologiques en faveur de la formation d'une caldeira centrale de 8 x 10 km, dans un intervalle de temps compris entre 8,1 et 7,8 Ma, dans laquelle s'est formé un lac. L'étude morphologique et sédimentologique de la principale unité bréchique du massif, le Grand Écoulement Bréchique, nous a conduit à le définir comme l'un des plus importants debris flow syn-éruptifs connus au monde dont nous estimons un volume de l'ordre de 100 km³. Nous proposons que cet écoulement résulte d'une éruption sous-lacustre intracaldeira majeure il y a environ 7,9 Ma. L'interaction entre un magma juvénile et l'eau du lac de caldeira, selon un dynamisme surtseyen, a initié la formation du debris flow qui s'est propagé sur les pentes externes du volcan à 360° jusqu'à plus de 25 km de sa source. La dépression caldérique est ensuite remplie rapidement par les produits d'une nouvelle activité de dômes différenciés qui débordent ensuite sur les pentes du massif entre 7,8 et 6 Ma. Dans une phase contemporaine, les premiers basaltes de plateau, à partir de 7,8 Ma, s'épanchent sur les pentes externes du massif qui est recouvert par de grandes planèzes basaltiques jusqu'à un pic d'activité basaltique il y environ 5 Ma. Tardivement, une activité basaltique isolée a lieu à l'intérieur de l'ancienne caldeira à 3,4 Ma, et une activité différenciée recoupe les dômes intracaldeira à 2,5 Ma. Ainsi, l'étude du massif du Cantal a révélé le lien direct entre l'activité volcanique et le contexte structurale du Massif Central au travers de la mise en évidence d'un effondrement d'origine volcano-tectonique qui a donné naissance à une caldeira centrale.

Dans un deuxième temps, la reconstitution de l'histoire éruptive des provinces adjacentes au massif du Cantal a révélé le rôle important des fractures héritées de l'Hercynien pour la remontée des magmas. Parallèlement à la construction du complexe initial du Cantal jusqu'à 8,1 Ma, des reliquats de basaltes Miocène ont formé le plateau de l'Aubrac de 8,7 à 8,1 Ma. Ensuite, un faible volume de magmas remonte sous le massif du Cantal, certains sont stockés sous la caldeira et s'exprime à leur remontée en surface sous la forme de dômes différenciés, d'autres remontent directement à la faveur des profondes failles qui bordent la caldeira, dans une période allant de 7,8 à environ 6 Ma. C'est à partir de cette date qu'un pic de production basaltique va permettre le recouvrement du massif du Cantal mais également la construction du plateau du Cézallier et l'initiation du volcanisme le long du Sillon Houiller. Nous confirmons par ailleurs la migration spatio-temporelle vers le nord du volcanisme en Auvergne. Finalement, l'acquisition au cours de ce travail de 47 nouveaux âges K-Ar de 12,8 Ma à 9 ka complète la chronologie du volcanisme du Massif Central en précisant sa distribution spatio-temporelle.

Afin de préciser l'hypothèse d'une éruption sous-lacustre intracaldeira dans le massif du Cantal il y a 8 Ma, une étude comparée plus importante entre les modèles numériques de Morrissey et al. (2010) et les contraintes de terrain apportées par le massif du Cantal serait intéressante. Par ailleurs, l'injection rapide d'un important volume de magma au travers d'un lac de cratère ou d'un lac de caldeira, est un aléa volcanique très important. Une éruption hydromagmatique sur un édifice dont la taille de la caldeira est équivalente à celle du Cantal, selon des proportions eau/magma et des volumes similaires, aurait des conséquences dramatiques sur un volcan actif impliquant pour les populations environnantes un risque volcanique maximum. Des études de terrain incluant la reconnaissance des faciès de debris flow et leur origine sur des volcans possédant ou ayant possédé un lac de cratère ou de caldeira, permettraient de mieux appréhender les conséquences de telles éruptions.

Ce travail montre également que la reconnaissance des faciès bréchiques sur le terrain reste complexe et que les classifications théoriques ne sont pas toujours les mieux adaptées. Il serait nécessaire, à l'avenir, de poursuivre la définition des critères de reconnaissance des faciès bréchiques car ils sont souvent la seule preuve de la morphologie passée d'un édifice et de sa dynamique éruptive. Ce travail

de définition de critères plus précis est en cours de réalisation par Thomas Pierson (USGS, communication personnelle, non publié).

Enfin, le volcanisme du Massif Central présente encore de nombreuses lacunes quant à sa distribution temporelle. Il serait nécessaire de poursuivre une campagne d'échantillonnage exhaustive des provinces volcaniques pour en définir des périodes d'activité plus précises. Pour ce faire, il serait pertinent d'appliquer systématiquement la méthode de datation K-Ar sur phases séparées, de façon à obtenir des données homogènes.

Références bibliographiques

A

Arnaud N., Leyrit H., Nehlig P., Binet F., Jamet A., Vannier W. (2002) – Les lahars du flanc nord-ouest du stratovolcan du Cantal. *Géologie de la France*, n°1, 3-13.

Aubert M., Dupis A., Lénat J.-F., Roux J., Senaud G. (1982) – Structure of the Cantal strato-volcano, French Massif Central, from electric, magnetotelluric soundings and aeromagnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 12, 77-99.

B

Bacon C.R., Mastin L.G., Scott K.M., Nathenson M. (1997) – Volcano and earthquake hazards in the Crater Lake region, Oregon. USGS Open-file report 97-487, 39 p.

Baubron J.-C., Defaut B., Demange J., Maury R.C. (1978) – Une coulée sous-marine d'âge Jurassique moyen dans les Causses : le basalte alcalin des Vignes (Massif Central français). *C.R. Acad. Sciences Paris* 287, 225-227.

Baubron J.-C. et Demange J. (1977) – Chronologie absolue de quelques formations volcaniques du centre du strato-volcan du Cantal (Massif Central Français) – Méthode potassium-argon – Implications volcanologiques. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 77 SGN 268 MGA/GTH.

Baubron J.-C. et Demange J. (1982) – First geochronological study of the volcanic plateau of Aubrac (French Massif Central) – Tectonic and regional implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17, 67-75.

Bellon H., Brousse R., Lambert A., Cornen G., Le Garrec J.-M., Maury R., Pesme M.F. Blais S., Larroque P., Baudeigne L. (1972) – Longue activité volcanique du Cantal, de 21 à 3,8 millions d'années. *C. R. Acad. Sciences Paris, serie D*, 274, 2409-2412.

Bellon H., Gillot P.-Y., Nativel P. (1974) – Eocene volcanic activity in Bourgogne, Charollais, Massif Central (France). *Earth and Planetary Science Letters* 23, 53-58.

Bellon H., Hernandez J. (1979) – Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif Central français). *Place dans l'activité magmatique tertiaire de France*. *C.R. Société Géologique de France* 4, 175-179.

Bergerat F. (1985) – Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires de la plateforme européenne. *Thèse d'état, Université Pierre et Marie Curie*, 315 p.

Bergerat F., Mugnier J.-L., Guellec S., Truffert C., Cazes M., Damotte B., Roure F. (1990) – Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin : an interpretation from ECORS data. *Mémoire Société Géologique de France* 156, 145-156.

Bernard B., van Wyk de Vries B., Leyrit H. (2009) – Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products : the Perrier sequence (French Massif Central). *Bulletin of Volcanology*, DOI 10.1007/s00445-009-0285-7.

- Blès J.-L., Bonijoly D., Castaing C., Gros Y. (1989) – Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. *Tectonophysics* 169, 79-111.
- Boivin P., Besson J.-C., Briot D., Gourgaud A., Labazuy P., de Larouzière F.-D., Livet M., Mergoïl J., Miaillier D., Morel J.-M., Vernet G., Vincent P. (2004) – *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. 4^e édition du Parc Régional des Volcans d'Auvergne, 179 p.
- Bonijoly D., Castaing C. (1984) – Fracturation et genèse des bassins Stéphaniens du Massif Central français. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CIII, 187-199.
- Boudon G. (1979) – *Volcanologie et pétrologie des planèzes septentrionales du Cantal, Massif Central Français*. Thèse 3^e cycle, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Boule M. (1896) – Le Cantal miocène. *Bulletin du Service Géologique Français*, t.8, n°54, 213-248.
- Boulesteix T., Hildenbrand A., Gillot P.-Y., Soler V. (2012) - Eruptive response of oceanic islands to giant landslides: New insights from the geomorphologic evolution of the Teide–Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary). *Geomorphology* 138, 61-73.
- Bourdier J.-L., Goër de Herve (de) A., Rançon J.-P., Vincent P.-M. (1989) – Volumineux dépôts d'avalanches de débris sur les versants sud et ouest du massif du Cantal. Implications stratigraphiques et volcano-structurales, *C.R. Acad. Sciences Paris* 309, 2127-2133.
- Branney M.J., Kokelaar P. (1994) – Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geol. Soc. American Bulletin* 106, 507-530.
- Briot D. (1988) – Genèse d'une série alcaline intraplaque continentale. Etude géochimique (éléments traces et isotopes Sr-Nd-O) du volcan des Monts Dore (Massif Central français). Thèse 3^{ème} cycle, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Briot D., Cantagrel J.-M., Dupuy C., Harmon R.S. (1991) – Geochemical evolution in crustal reservoirs : Trace-element and Sr-Nd-O isotopic variations in two continental intraplate series at Mont Dore, Massif Central, France. *Chemical Geology* 89, 281-303.
- Brousse R. (1971) – Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. *Symposium J. Jung, Plein Air Service, Clermont-Ferrand*, 377-478.
- Brousse R. (1973) – Chronologie des différentes phases éruptives de la Chaîne des Puys au Quaternaire récent. 9^{ème} congrès internationale de l'Inqua, ouvrage CNRS, 105-108.
- Brousse R. (1974) – Le volcanisme en France. *Revue de la Haute Auvergne* 44, 221-242.
- Brousse R., Varet J., Dantier M., Mori M., Rey F., Lebouteiller F., Lambert A., Thono P., Maury R., Cornen G., Le Garrec M.J., Cornette Y., Deruelle B. et J., Manceau M., Moneyron N. (1972) – Carte géologique (1/50 000) et notice, feuille Riom-ès-Montagne (764), BRGM.
- Brousse R., Gibert J.P., Park F., Le Gouellec M.A., Therrié B., Mazet A.G., Gillot P.Y., Fabriol R., Robert J.L., Guille G., Mottay G., Pesme M.F., Nitecki S., Havette A.,

- Vaziri H.M., Blais S., Michard J.M., Veyret Y. (1975) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Vic sur Cère (812), BRGM.
- Brousse R., Peyronnet (de) P., Saint-Ours (de) P., Bellon H., Gillot P.Y., Benhamou G., Jourdan A., Pesme M.F., Larroque P., Gibert J.P., Lefèvre C., Talbot R., Niel M., Guérin H.M., Veyret Y., Tempier P. (1977) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Pleaux (787), BRGM.
- Brousse R., Larroque P., Gibert J.P., Park F., Sevin M.A., Boëssé J.M., Bogdanoff S., Bourdon G., Joubert M., Tempier P., Peyronnet (de) P., Martin A., Veyret Y. (1980) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Aurillac (811), BRGM.
- Brousse R., Le Garrec M.J., Varet J., Thonon P., Lambert A., Bardintzeff J.M., Daviaud-Girard D., Augé T., Rançon J.P., Silvain C., Traineau H., Marabal A.M., Boursier H., Pichon R., Macherey C., Tempier P., Veyret Y. (1989) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Mauriac (763), BRGM.
- Brousse R., Bellon H. (1983) – Réflexions chronologiques et pétrologiques sur le volcanisme associé au développement des rifts de France. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 7, 1, 409-424.
- Brousse R. et Lefevre C. (1990) – Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. Guides géologiques régionaux, éditions Masson, 263 p.
- Brousse R. et Lefèvre C. (1966) – Nappes de ponces du Cantal et du Mont Dore. Leurs aspects volcanologique, pétrographique et minéralogique. Bulletin de la Société Géologique de France (7), VIII, 223-245.
- Brousse R., Tempier P., Veyret-Mekdjian Y. (1989) – Carte géologique de la France (1/50 000) et notice, feuille Bourg-Lastic (716), BRGM.
- Bruch A.A., Utescher T., Mosbrugger V. and NECLIME members (2011) – Precipitation patterns in the Miocene of Central Europe and the development of continentality. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 304, 202-211.
- Burg J.-P., Brun J.-P., Van Den Driessche J. (1990) – Le Sillon Houiller du Massif Central français : Faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque ? C.R. Acad. Sciences Paris, t. 311, série II, 147-152.
- Burg J.-P., Goër de Herve (de) A., Labaume P., Marchand J., Lasnier B., Couturié J.P., Grivotte J.M., Hénou B., Gibert J.P., Rançon J.P. (1991) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Chaudes-Aigues (813), BRGM.

C

- Cantagrel J.-M. (1995) – Avalanches et coulées de débris dans un volcan complexe intraplaque: vers un nouveau schéma volcano-structural du massif du Cantal (Massif Central, France). Bulletin de la Société Géologique de France, t. 166, n°3, 285-293.
- Cantagrel J.-M. et Baubron J.-C. (1983) – Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts Dore (Méthode K-Ar). Implications volcanologiques. Géologie de la France (2)I, 1-2, 123-142.

- Cantagrel J.-M., Boivin P. (1978) – Datation K-Ar de quelques basaltes du socle du Massif Central au Nord-Est de Clermont-Ferrand. 6^{ème} RAST, Paris, p.89.
- Cantagrel J.-M. et Briot D. (1990) – Avalanches et coulées de débris : le volcan de Guéry ; où est la caldera d'effondrement dans le Massif des Mont Dore ? C.R. Acad. Sciences Paris, t. 311, série II, 219-225.
- Cantagrel J.-M. et Thonat A. (1976) – Age du volcanisme dans le Cézallier (Massif Central français) et migration de l'activité en Auvergne. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 282, série D, 1837-1840.
- Capra L., Macías J.L., Scott K.M., Abrams M., Garduño-Monroy V.H. (2002) – Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico – behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113, 81-110.
- Carracedo J.C., Guillou H., Nomade S., Rodríguez-Badiola E., Pérez-Torrado F.J., Rodríguez-González A., Paris R., Troll V.R., Wiesmaier S., Delcamp A., Fernández-Turiel J.L. (2011) - Evolution of ocean-island rifts: The northeast rift zone of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin* 123, 562-584.
- Chauvel C., Jahn B.-M. (1984) – Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 48, 93-110.
- Chazot G., Bertrand H., Mergoill J., Sheppard S.M.F. (2003) - Mingling of immiscible dolomite carbonatite and trachyte in tuffs from the Massif Central, France. *Journal of Petrology* 44, 1917-1936.
- Cheguer L. (1996) – Les laves Miocènes de la Limagne d'Allier et des plateaux bordiers (Massif Central français). Caractérisation d'une série magmatique alcaline sous-saturée (basanite-phonolite) associée à un rifting continental. Thèse 3e cycle, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 201 p.
- Chesworth W. (1974) – Mantle plumes, plate tectonics, and the Cenozoic volcanism of the Massif Central. *The Journal of Geology* 83, n°5, 579-588.
- Coisy P., Nicolas A. (1978) – Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath the Massif Central. *Nature* 274, 429-432.
- Colvin A.S., Rose W.I., Palma J.L. (2008) - Crater Lake Evolution During Volcanic Unrest: Case Study of the 2005 Phreatic Eruption of Santa Ana Volcano, El Salvador. American Geophysical Union abstract 2008.
- Coppo N., Schnegg P.-A., Heise W., Falco P., Costa R. (2008) - Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Canadas caldera, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 170, 153-166.
- Coussot P., Meunier M. (1996) – Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews* 40, 209-227.
- Cronin S.J., Neall V.E., Lecointre J.A., Palmer A.S. (1997) – Changes in hangaehu river lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 76, 47-61.

D

- Dade W.B., Huppert H.E. (1998) – Long run-out rockfalls. *Geology* 26, n°9, 803-806.
- Dalrymple G.B., Lanphere M.A. (1969) – Potassium-Argon dating. Freeman and c° edition, San Fransisco.
- Dautria J.-M., Liotard J.-M., Bosch D., Alard O. (2010) – 160 Ma of sporadic activity on the Languedoc volcanic line (Southern France): A peculiar case of lithosphere-asthenosphere interplay. *Lithos* 120, 202-222.
- Dautria J.-M., Liotard J.-M., Briot D. (2004) - Particularités de la contamination crustale des phonolites : exemple du Velay oriental (Massif central). *C.R. Géosciences* 336, 971-981.
- Davidson J., De Silva S. (2000) – Composite Volcanoes. In *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 663-681.
- Delmelle P. et Bernard A. (2000) – Volcanic lakes. In *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 877-895.

F

- Fazlullin S.M., Ushakov S.V., Shuvalov R.A., Aoki M., Nikolaeva A.G., Lupikina E.G. (2000) - The 1996 subaqueous eruption at Akademii Nauk volcano (Kamchatka) and its effects on Karymsky lake. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 97, 181-193.
- Feraud G. (1979) – Age et mise en place du volcanisme du Massif du Coiron (Ardèche, France). *C.R. Acad. Sciences Paris* 289, 1005-1008.
- Fournier F. (1965) – Étude de quelques gisements diatomères d'Auvergne. *DES Orsay*, 80 p.
- Freour G. (1998) – Modèle d'évolution volcano-structural du Cantal : rôle et répartition des déstabilisations de flancs de volcans en zone proximale (Cantal-France). *Mémoire IGAL n°89*, Cergy.
- Froidevaux C., Brousse R., Bellon H. (1974) – Hot spot in France ? *Nature* 248, n°5451, 749-751.

G

- Gastaud J., Campredon R., Feraud G. (1983) – Les systèmes filoniens des Causses et du Bas Languedoc (Sud de la France): géochronologie, relations avec les paléocontraintes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 25, n°5, 737-746.
- Gerbe M.C., Gonord H., Arnaud N. (1998) – Age miocène des formations de bordure du fossé du Forez (Massif Central). *Géologie de la France* 2, 47-53.

- Germa A., Quidelleur X., Lahitte P., Labanieh S., Chauvel C. (2011) - The K-Ar Cassignol-Gillot technique applied to western Martinique lavas: A record of Lesser Antilles arc activity from 2 Ma to Mount Pelée volcanism. *Quaternary Geochronology* 6, 341-355.
- Gillot P.-Y. (1974) – Chronométrie par la méthode potassium-argon des laves des Causses et du Bas Languedoc : Interprétations. Thèse 3ème cycle, Université Paris Sud Orsay.
- Gillot P.-Y., Bellon H., Pantaloni A. (1972) – Chronométrie de quelques intrusions volcaniques du Sud du plateau du Larzac. *C.R. Acad. Sciences Paris*, t. 274, 2855-2858.
- Gillot P.-Y. et Cornette Y. (1986) – The Cassignol technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the late Pleistocene to recent volcanics from southern Italy. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 59, 205-222.
- Gillot P.-Y., Cornette Y., Max N., Floris B. (1992) - 2 reference materials, trachytes MDO-G and ISH-G, for argon dating (K-Aa and Ar40/Ar39) of Pleistocene and Holocene rocks. *Geostandards newsletter* 16, 55-60.
- Gillot P.-Y., Hildenbrand A., Lefèvre J.-C., Albore-Livadie C. (2006) – The K-Ar dating method: principle, analytical techniques, and application to Holocene volcanic eruptions in southern Italy. *Acta Vulcanologica*, vol. 18 (1-2), 55-66.
- Goër de Herve (de) A., Tempier P., Boudon G., Maurizot-Blanc C., Simon-Coinçon R. (1990) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Saint-Flour (789), BRGM.
- Goër de Herve (de) A., Baubron J.-C., Cantagrel J.-M., Makhoul J. (1991) – Le volcanisme de l'Aubrac (Massif Central) : un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géologie de la France* n°4, 3-14.
- Goër de Herve (de) A., Mergoïl J. (1971) – Structure et dynamique des édifices tertiaires et quaternaires. *Symposium J. Jung, Clermont-Ferrand*, 345-376.
- Granet M., Judenherc S., Souriau A. (2000) – Des images du système lithosphère-asthénosphère sous la France et leurs implications géodynamiques : l'apport de la tomographie télé-sismique et de l'anisotropie sismique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, 2, 149-167.
- Granet M., Wilson M., Achauer U. (1995) – Detection of a mantle plume beneath the Massif Central (France) from seismic tomography and geochemical data. *Terra Nova*, n°1, vol 7, 86.
- Guérin G. (1983) – La thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français : Chaîne des Puys, mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais. Thèse d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 253 p.
- Guérin G., Gillot P.-Y. (2007) – Nouveaux éléments de chronologie du volcanisme Pléistocène du Bas Vivarais (Ardèche, France) par thermoluminescence. *C.R. Géosciences* 339, 40-49.
- Guérin G., Gillot P.-Y., Le Garrec M.-J., Brousse R. (1981) – Age subactuel des dernières manifestations éruptives du Mont-Dore et du Cézallier. *C.R. Acad. Sciences Paris*, t. 292, 855-857.

H

- Hernandez J. (1973) – Le volcanisme tertiaire des Monts du Forez (Massif central français): basanites à analcime, à leucite et néphélinites à méllite. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie* 96, 303-312.
- Hess J.C., Lippolt, H.J. (1994) - Compilation of K-Ar measurements on HD-B1 standard biotite. 1994 status report, Odin, G.S. (Ed.), *Bulletin of Liaison and Informations, IGCP Project 196, Calibration of the Phanerozoic Time Scale, International Geological Correlation Programme, International* 12, pp. 19–23.
- Hildenbrand A., Gillot P.-Y., Le Roy I. (2004) - Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Science Letters* 217, 349-365.
- Hodgson K.A., Lecointre J.A., Neall V.E. (2007) - Onetapu Formation: the last 2000 yr of laharc activity at Ruapehu volcano, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics* 50, 81-99.
- Hoskuldsson A. (1989) – Contribution à la géologie du Cantal occidental (France). Mémoire DEA, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand.
- Hugueney M., Poidevin J.-L., Bodergat A.-M., Caron J.-B., Guerin C. (1999) – Des mammifères de l'Aquitanién inférieur à la Roche-Banche-Gergovie (Puy de Dôme, France), révélateurs de l'activité post-Oligocène du rift en Limagne de Clermont. *C.R. Acad. Sciences Paris* 328, 847-852.
- Huguet D., Thouret J.-C., Nehlig P., Raffy J., Rochette P. (2001) – Les lahars du strato-volcan du Cantal (Massif Central, France): stratigraphie, modes de mise en place et implications paléo-géomorphologiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 172, n°5, 573-585.

I

- Iverson R.M., Schilling S.P., Vallance J.W. (1998) - Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin* 110, n°8, 972-984.

J

- Judenherc S., Granet M., Boumbar N. (1999) – Two-dimensionnal anisotropic tomography lithosphere beneath France using regional arrival times. *Journal of Geophysical Research* 104, B6, 13.201-13.215.
- Juvigné E., Bastin B., Gewalt M. (1986) – Découverte de retombées volcaniques d'âge holocène dans la Chaîne des Puys septentrionale (Massif Central, France). *Revue Sci. Nat. Auvergne, Clermont-Ferrand*, 52, 33-36.
- Juvigné E., Kroonenberg S.-B., Weldkamp A., El Arabi A., Vernet G. (1992) – Widespread Alleröd and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France. *Quaternaire* 3, n°3-4, 137-146.

Juvigné E., Milcamps V., Delibrias G., Evin J. (1988) – Âges des traits polliniques et chronozone du tardiglaciaire final et de l'holocène dans le Massif Central. *Meded Rijks Geol Dienst* 42, 33-50.

Juvigné E., Stach-Czerniak A. (1998) – Étude sédimentologique et palynologique des dépôts lacustres tardiglaciaires et holocènes du Gour de Tazenat (Massif Central, France). *Quaternaire* 9, n°1, 15-23.

K

Kataoka K.S. (2011) - Geomorphic and sedimentary evidence of a gigantic outburst flood from Towada caldera after the 15 ka Towada-Hachinohe ignimbrite eruption, northeast Japan. *Geomorphology* 125, 11-26.

Keigler R., Thouret J.-C., Hodgson K.A., Neall V.E., Lecointre J.A., Procter J.N., Cronin S.J. (2011) - The Whangaehu Formation: Debris-avalanche and lahar deposits from ancestral Ruapehu volcano, New Zealand. *Geomorphology*, DOI 10.1016/j.geomorph.2011.06.019

L

Lacombe O., Angelier J., Byrne D., Dupin J.-M. (1993) – Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (Eastern France). *Tectonics* 12, 874-888.

Lavigne F. (1998) – Les lahars du volcan Mérapî, Java Central: déclenchement, budget sédimentaire, dynamique et risques associés. Thèse nouveau régime, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 539 p.

Lavigne F. (2004) – Rate of sediment yield following small-scale volcanic eruptions : a quantitative assessment at the Merapi and Semeru stratovolcanoes, Java, Indonesia. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 1045-1058.

Lavigne F. et Thouret J.-C. (2000) – Les lahars : dépôts, origine et dynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 171, n°5, 545-557.

Le Garrec M.-J. (1988) – Volcanologie aux limites nord et ouest de la province du Cantal : la transition Cantal-Cézallier et Cantal-Sillon Houiller, le volcanisme de l'Artense. Thèse d'état, Université Paris Sud, Orsay.

Le Griel A. (1991) – Évolution géomorphologique du Massif Central français : essai sur la genèse d'un relief. Thèse d'État, Saint-Etienne, vol. 3, 772 p.

Legros F. (2002) – The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology* 63, 301-331.

Leibrandt S., Gillot P.-Y., Hildenbrand A. (2011) – Emplacement of large volcanoclastic breccia volumes in relationship with the evolution of a central caldera: volcanic history of the Cantal massif (France). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-426.

- Le Maitre R.W. (2002) – Igneous Rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks, 2nd edition.
- Lenoir X., Dautria J.-M., Briquet L., Cantagrel J.-M., Michard A. (2000) - New geochronological, geochemical and isotopic data on the Forez volcanism: relationship with the Cenozoic evolution of the French Massif Central upper mantle. C.R. Acad. Sciences, série II, vol 330, n°3, 201-207.
- Leocat E. (2006) – Étude géochronologique et géomorphologique du volcan du Cantal (Massif Central): implication des écoulements bréchiques. Mémoire Master 2 ESV, Université Paris-Sud 11, 35 p.
- Letourneur J. (1953) – Le grand Sillon Houiller du plateau central français. Bulletin Carte Géologique de France 238, LI, 235 p.
- Liotard J.-M., Briot D., Boivin P. (1988) – Petrological and geochemical relationships between pyroxène megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France). Contribution to Mineral Petrology 98, 81-90.
- Liotard J.-M., Briquet L., Dautria J.-M., Jakni B. (1999) – Basanites et néphélinites du Bas-Languedoc (France): contamination crustale et hétérogénéités de la source mantallique. Bulletin de la Société Géologique de France 170, n°4, 423-433.
- Lipman P. W. (1997) – Subsidence of ash-flow calderas : relation to caldera size and magma-chamber geometry. Bulletin of Volcanology 59, p. 198-218.
- Lipman P. W. (2000) – Calderas. In Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, 643-662.
- Lucazeau F., Vasseur G., Bayer R. (1984) – Interpretation of heat flow data in the French Massif Central. Tectonophysics 103, n°1-4, 99-119.
- Lustrino M. et Wilson M. (2007) – The Circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic Igneous Province. Earth-Science Reviews 81, 1-65.

M

- Macaire J.-J., Corcira C., De Luca P., Gay I., Goër de Herve (de) A. (1992) – Origine, âges et évolution des systèmes lacustres tardi- et post-glaciaires dans le bassin du lac Chambon (Puy de Dôme, France). C.R. Acad. Sciences Paris 315, série II, 1119-1125.
- Manconi A., Longpré M.A., Walter T.R., Troll V.R., Hansteen T.H (2009) – The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. Geological Society of America Bulletin 37, 1099-1102.
- Manville V. (2010) – An overview of break-out floods from intracaldera lakes. Global and Planetary Change 70, 14-23.
- Mastin L.G. et Witter J.B. (2000) – The hazards of eruptions through lakes and seawater. Journal of Volcanology and Geothermal Research 97, 195-214.
- Maury R.-C., Brousse R., Villemant B., Joron J.-L., Jaffrezic H., Treuil M. (1980) – Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des

- Puys (Massif Central, France). *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie* 103 (2), 267-286.
- Maury R.-C., Varet J. (1980) – Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. *Géologie de la France*, Mémoire BRGM 107, 138-159.
- McDougall I., Harrison T.M. (1999) – *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford University Press, second edition, 269 p.
- Melet C., Davesne J.-M., Demoulin M., Leyrit H. (2010) – Tephra et coulée de lave du volcan du Montchal (système Pavin, France). *Réunion des Sciences de la Terre 2010*, Bordeaux.
- Merle O. et Michon L. (2001) – The formation of the West European rift : A new model as exemplified by the Massif Central area. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, n°2, 201-211.
- Merle O., Michon L., Camus G., Goër de Herve (de) A. (1998) – L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif Central. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, 615-626.
- Miailler D., Faïn J., Montret M., Pilleyre T., Sanzelle S. (1994) – Intercomparisons of red TL and ESR signals from heated quartz grains. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 23, 143-153.
- Michon L. et Merle O. (2001) – The evolution of the Massif Central rift : spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, n°2, 201-211.
- Morange A., Heritier F., Villemain J. (1971) – Contribution de l'exploration pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne, dans le Massif central. *Symposium J. Jung Plein Air Service, Clermont-Ferrand*, 295-308.
- Morgan J. (1972) – Plate motions and deep mantle convections. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 56, 203.
- Morrissey M., Gisler G., Weaver R., Gittings M. (2010) - Numerical model of crater lake eruptions. *Bulletin of Volcanology* 72, n°10, 1169-1178.

N

- Naylor M.A. (1980) - The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits - a review. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1111-1116.
- Nehlig P., Boivin P., de Goër de Herve A., Mergoil J., Prouteau G., Sustrac G., Thiéblemont D. (2003) – Les volcans du Massif Central. *Revue Géologues*, numéro spécial Massif Central, 1-41.
- Nehlig P., Dardon A., Fréour G., Huguet D., Leyrit H. (2001) – Les dépôts d'avalanches de débris du Cantal (France): témoins de la construction du plus grand strato-volcan européen d'âge Miocène. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* n°2, 107-120.
- Nehlig P., Fréour G., de Goër de Herve A., Huguet D., Leyrit H., Marroncle J.-L., Roher J., Roig J.-Y., Surmely F., Thiéblemont D., Vidal N. (2001) – Notice explicative, Carte

géol. France (1/50 000) feuille Murat (788). Orléans: BRGM, 264 p. Carte géologique par Nehlig P., Leyrit H., Arnaud N., Baudoin V., Binet F., Boudon G., Collomb A., Dardon A., Demange J., Durance G., Fontaine-Vive M., Fréour G., Goër de Herve (de) A., Guérin H.M., Jamet A., Lambert A., Legendre C., Maurizot-Blanc C. Michon L., Milési J.P., Pilet S., Vatin-Pérignon N., Vannier W., Watelet P. (2001).

P

Palmer B.A., Neall B.E. (1991) – Contrasting lithofacies architecture in ring-plain deposits related to edifice construction and destruction, the Quaternary Stratford and Opunake formations, Egmont Volcano, New-Zealand. *Sedimentary Geology* 74, 71-88.

Pierson T. (1995) – Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constraints for debris-flow models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 66, 283-294.

Pierson T. (2011) – Distinguishing Debris-Flow Lahar Deposits from similar sédiments. Non publié, communication personnelle.

Pilet S., Hernandez J., Bussy F., Sylvester P.J. (2004) – Short-term metasomatic control of Nb/Th ratios in the mantle sources of intraplate basalts. *Geology* 32, 113-116.

Pilleyre T. (1991) – Datation par thermoluminescence. Application à la chronologie des retombées volcaniques. Thèse 3^e cycle, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 172 p.

Platevoet R. (2000) – Diversité des formations pyroclastiques s.l. du strato-volcan du Cantal (Miocène; Massif Central Français). Élaboration d'une méthodologie de corrélation. Thèse de 3^e cycle, Université de Lille I.

Platevoet R., Schneider J.-L., Lefèvre C., Nehlig P. (1999) – Les formations pyroclastiques du strato-volcan du Cantal sont-elles liées à une vaste caldera centrale ? Apport des dynamismes volcaniques. *Géologie de la France* n°4, 77-91.

Pons A. (2004) – Étude géochronologique, géochimique et dynamique du Sillon Houiller. Mémoire de Maîtrise, Université Paris-Sud 11, 35 p.

Q

Quidelleur X., Gillot P.-Y., Carlut J., Courtillot V. (1999) - Link between excursions and paleointensity inferred from abnormal field directions recorded at La Palma around 600 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 233-242.

R

Reubi O., Hernandez J. (2000) – Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal volcano, France): evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 271-286.

- Roiron P. (1991) – La macroflore d'âge Miocène supérieur des diatomites de Murat (Cantal, France) – Implications paléoclimatiques. *Paleontograph. Abt. B* 223, 169-203.
- Roger S., Coulon C., Thouveny N., Feraud G., Van Velzen A., Fauquette S., Cocheme J.-J., Prevot M., Verosub K.L. (2000) - Ar-40/Ar-39 dating of a tephra layer in the Pliocene Seneze maar lacustrine sequence (French Massif Central): constraint on the age of the Reunion-Matuyama transition and implications on paleoenvironmental archive. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 431-440.

S

- Samper A., Quidelleur X., Komorovski J.-C., Lahitte P., Boudon G. (2009) – Effusive history of the Grande Découverte Volcanic Complex, southern Basse-Terre (Guadeloupe, French West Indies) from new K–Ar Cassinot–Gillot ages. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 187, 117-130.
- Schaeffer O.A., Zähringer J. (1966) – Potassium-Argon dating. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Schneider J.-L., Fisher R.V. (1998) – Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches : evidence from the Northwest sector of Cantal Volcano (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83, 141-165.
- Siebert L. (1984) – Large volcanic debris avalanches : characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 22, 163-197.
- Smith G.A., Lowe D.R. (1991) – Lahars : volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM Special Publication n°45.
- Sobolev S.-V., Zeyen H., Granet M., Achauer U., Bauer C., Werling F., Altherr R., Fuchs K. (1997) – Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations. *Tectonophysics* 275, 1-3, 143-164.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of ocean basalts : implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Pub., vol. 42, 313-345.

T

- Talbert J.-C. (1989) - Carte géologique (1/50 000) et notice, feuille Bort-les-Orgues (739), BRGM.
- Takarada S., Ui T., Yamamoto Y. (1999) - Depositional features and transportation mechanism of valley-filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan. *Bulletin of Volcanology* 60, 508-522.

Thouret J.-C., Abdurachman K.E., Bourdier J.-L., Bronto S. (1998) - Origin, characteristics, and behaviour of lahars following the 1990 eruption of Kelud volcano, eastern Java (Indonesia). *Bulletin of Volcanology* 59, 460-480.

Thouret J.-C. et Lavigne F. (2000) – Lahars : occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows. In *Volcaniclastic rocks : from magma to sediments*, CRC Press, 151-174.

U

Ui T., Takarada S., Yoshimoto M. (2000) - Debris Avalanches. In *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 617-626.

V

Vallance J. W. (2000) – Lahars. In *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 601-616.

Vallance J.W., Scott K.M. (1997) – The Osceola mudflow from Mount Rainier : Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109, 143-163.

Vatin-Pérignon N. et Michel R. (1966) – Présence d'un fosse d'effondrement volcano-tectonique dans la partie centrale du massif du Cantal. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7) VIII, 308-310.

Vatin-Perignon N., Milsesi J.-P., Watelet P., Fontaine-Vive M., Goër de Herve (de) A., Vincent P.-M. (1977) – Volcanisme et structure du centre du massif du Cantal. 5^e Réunion des Sciences de la Terre, Rennes, p. 456.

Vidal N. (1998) – Les avalanches de débris volcaniques : description des dépôts et nouveau modèle de déstabilisation de flanc à partir de l'exemple du stratovolcan du Cantal (Massif Central, France) : Modélisation numérique et analogique. Thèse 3^e cycle, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 180 p.

Vidal N. et Merle O. (2000) – Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99, 9-26.

Villemant B., Joron J.-L., Jaffrezich H., Treuil M., Maury R., Brousse R. (1980) – Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central Français). II : Géochimie. *Bulletin Minéralogique* 103, 267-286.

Vincent P.-M., Aubert M., Boivin P., Cantagrel J.-M., Lénat J.-F. (1977) – Découverte d'un volcanisme pélaocène en Auvergne : les maars de Menat et leurs annexes ; étude géologique et géophysique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, t. XIX, n°5, 1057-1070.

Voight B. Glicken H., Janda R.J., Douglass P.M. (1981) – Catastrophic rockslide avalanche of May 18, in Lipman P.W. and Mullineaux D.R., *The 1980 eruptions of Mount Saint Helens*, Washington. USGS, Prof. Paper, 1250.

W

- White R.S., McKenzie D.P. (1989) – Volcanism at rifts. *Scientific American* 261, n°1, 62-71.
- Wilson J.T. (1965) – Evidence for Ocean Islands suggesting movement in the Earth. *Phil. Trans. R. Soc.* 258, 145.
- Wilson M. (1989) – Mid-ocean ridges. In *Igneous Petrogenesis*, Springer edition, 101-149.
- Wilson M., Downes H., Cebria J.-M. (1995a) – Contrasting fractionation trends in coexisting continental alkaline magma series ; Cantal, Massif Central, France. *Journal of Petrology* 36, n°6, 1729-1753.
- Wilson J.T., Burke K. (1973) – ?. *Trans. Am. Geophysical Union* 54, 239-GP24.
- Woodland A.B., Jugo P.J. (2007) – A complex magmatic system beneath the Devès volcanic field, Massif Central, France : evidence from clinopyroxene megacrysts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 153, 719-731.

Z

- Zeyen H., Novak O., Landes M., Prodehl C., Driad L., Hirn A. (1997) – Refraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France). *Tectonophysics* 275, 99-117.

Références Internet

- B.R.G.M (2011) – InfoTerreTM , visualisateur de données géoscientifiques : <http://infoterre.brgm.fr/>
- Meyer R. et Foulger G. R. (2007) – The European Cenozoic Volcanic Province is not caused by mantle plumes : <http://www.mantleplumes.org/Europe.html>
- Nehlig P. (2003) – Les volcans de France, B.R.G.M. : <http://www2.brgm.fr/volcan/>
- Nehlig P., Leyrit H., Dardon A., Fréour G., Goër de Herve (de) A., Huguet D. (2003) – Repeated growth and catastrophic destruction of the Cantal stratovolcano (France). B.R.G.M. : http://www2.brgm.fr/volcan/le_cantal.htm

ANNEXES

DATATION K-AR TECHNIQUE CASSIGNOL-GILLOT : PRINCIPES ET METHODE

Les laves de la province volcanique de l'Auvergne sont émises depuis plus de 10 Ma jusqu'à des âges Quaternaire historiques et sont pour la plupart pauvres en potassium (< 2 % poids en roche totale). La technique Cassignol-Gillot est ainsi bien appropriée à la datation de ces laves.

Présentation

La méthode K-Ar repose sur les principes de la radiochronologie : un élément père N se désintègre en un élément fils D selon une constante de désintégration λ (Fig. A).

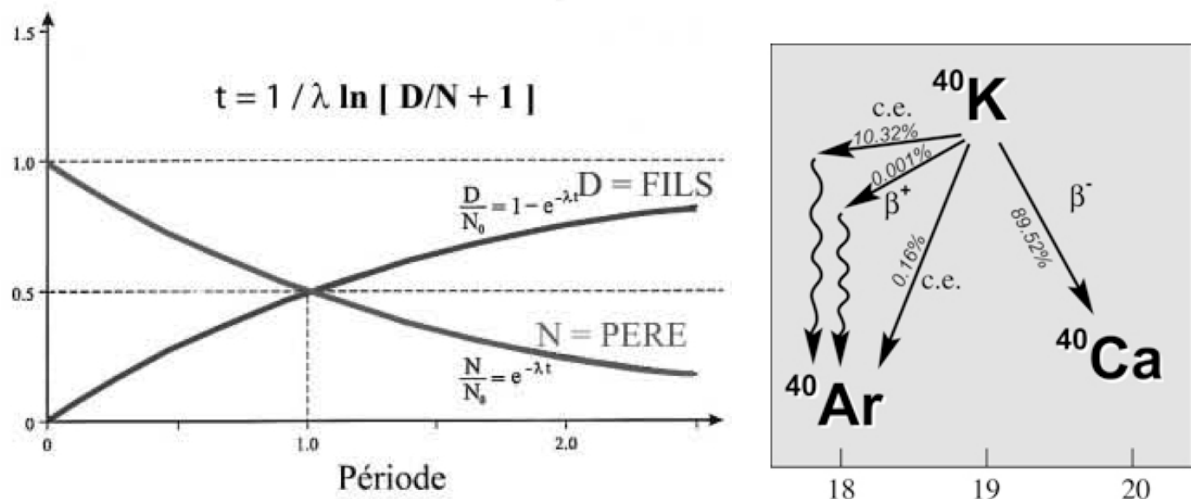


Fig. A – Loi générale de décroissance radioactive et schéma de la double désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et en ^{40}Ca .

Le potassium est un élément constitutif des roches de la croûte terrestre et possède trois isotopes d'abondances variables : ^{39}K (93,2581 %), ^{40}K (0,01167 %) et ^{41}K (6,73020 %). Seul le ^{40}K est radioactif et se désintègre en ^{40}Ar et ^{40}Ca , avec des périodes de décroissance de $0,581 \cdot 10^{10} \text{ an}^{-1}$ pour le couple ^{40}K - ^{40}Ar et de $4,962 \cdot 10^{10} \text{ an}^{-1}$ pour le couple ^{40}K - ^{40}Ca (Fig. A).

L'argon est un gaz rare, naturellement présent dans l'atmosphère, et est constitué de trois isotopes : ^{40}Ar (99,6 %), ^{38}Ar (0,337 %) et ^{36}Ar (0,337 %). L'isotope 40 est 295,5 fois plus abondant que l'isotope 36. On distingue l' $^{40}\text{Ar}^*$ radiogénique,

produit par la désintégration du ^{40}K , de l' $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ atmosphérique qui est l'isotope naturel le plus abondant. L' $^{40}\text{Ar}^*$ ne s'accumule dans le réseau cristallin du minéral qu'à partir du moment où le système se ferme et qu'il n'y a plus d'échange avec l'extérieur, c'est-à-dire lorsque le magma est totalement refroidi et cristallisé (Fig. B). Ainsi, pour pouvoir dater une roche volcanique, il doit y avoir eu remise à zéro du système. Si le dégazage a été incomplet ou si le magma a incorporé des minéraux étrangers (hérités) lors de sa remontée, il y a risque d'héritage d'argon donnant un âge trop élevé.

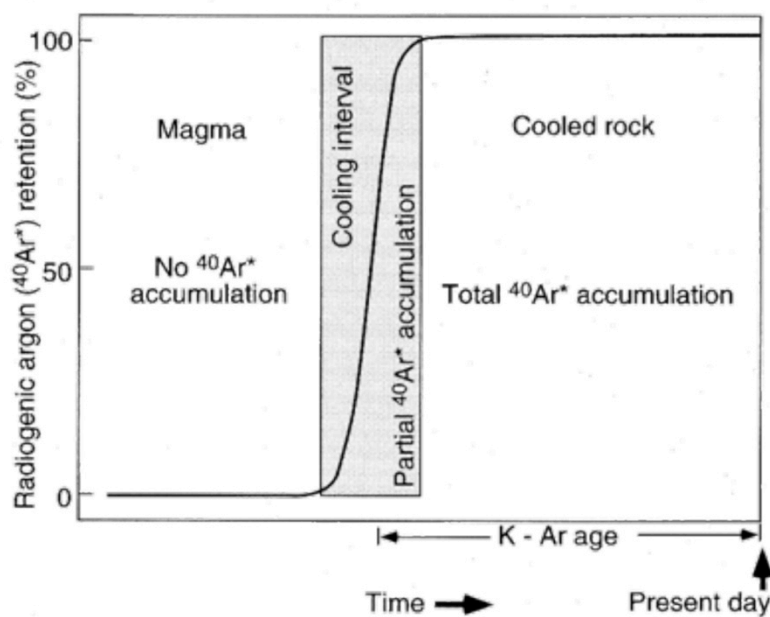


Fig. B – Rétention de l'Ar atmosphérique au cours du temps dans une roche magmatique en cours de refroidissement (Mc Dougall et Harrison, 1999).

Pour s'affranchir des problèmes d'héritage, la méthode de datation K-Ar technique Cassinoli-Gillot ne s'applique qu'à des roches saines, rigoureusement sélectionnées, d'abord sur le terrain puis après examen des lames minces en laboratoire. On choisit ainsi des phases minérales adaptées au chronomètre K-Ar, celles dans lesquelles la rétention de l'Ar est la plus importante. Les phases utilisées sont saines et homogènes, principalement le verre ou la mésostase, mais aussi les feldspaths (e.g. sanidines, plagioclases). Au contraire, les minéraux qui ont tendance à cristalliser de façon précoce dans la chambre magmatique sont systématiquement écartés (e.g. olivines, pyroxènes).

Préparation et sélection des échantillons

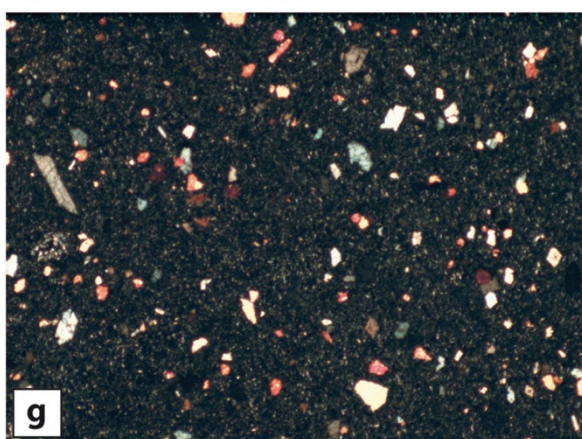
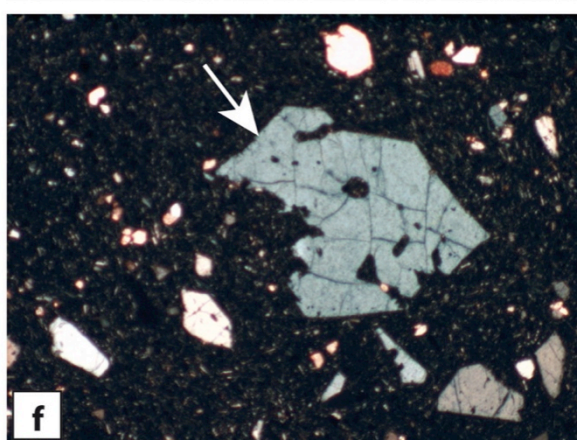
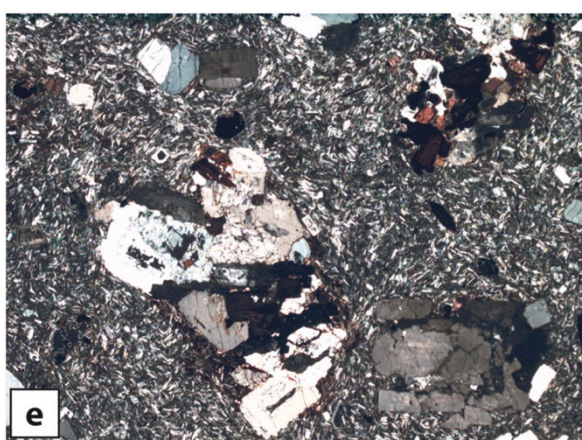
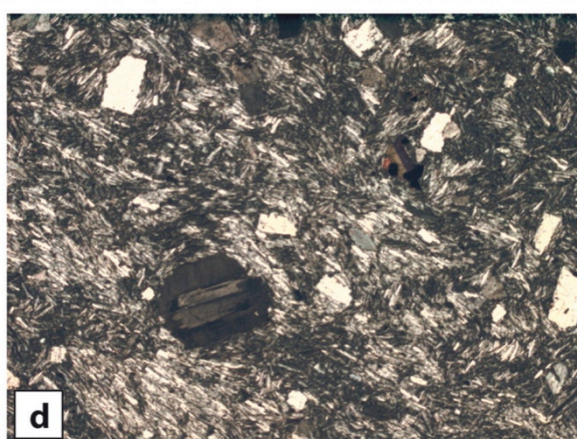
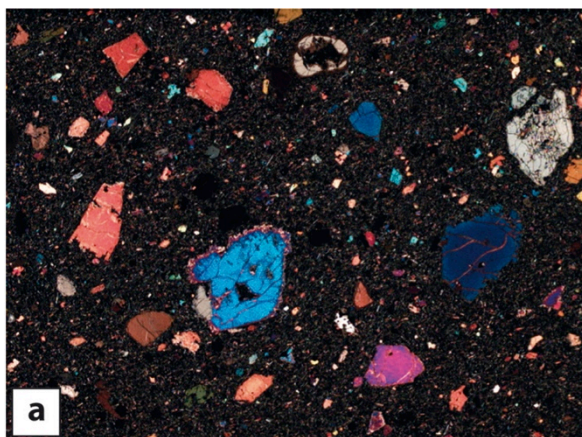
Les échantillons d'origine volcanique sont constitués de verre, d'une pâte microlithique (mésostase) et de phénocristaux. Le potassium est un élément à fort rayon ionique (1,52 Å) et est donc incompatible, il reste concentré dans le liquide résiduel lors de la cristallisation. La mésostase est la dernière phase à cristalliser et contient ainsi le potassium restant lors du refroidissement de la lave en équilibre avec l'atmosphère. C'est donc la mésostase qui est généralement retenue pour mesurer l'âge des basaltes ou encore des trachyandésites. Néanmoins, il est possible d'utiliser les phases minérales séparées du type feldspaths, pour dater des laves plus différenciées comme les trachytes, les phonolites, mais également les trachyandésites lorsque la mésostase montre des signes d'altération (circulation de fluides, oxydation).

Prélèvement et sélection des échantillons

L'échantillonnage sur le terrain est réalisé de façon pertinente, à partir d'observations morphologiques, et selon le degré d'altération des laves. Le prélèvement s'effectue, autant que possible, à partir de coulées de lave massives et saines. En laboratoire, un examen pétrologique à partir de lames minces permet de déterminer la phase à dater, dont on vérifie qu'elle ne présente pas d'altération, et la taille optimale des grains afin d'éviter le mélange des phases minérales (grains mixtes) (cf Tableau I).

échantillon	nature	texture	phénocristaux
95M	β	microlitique, fluidale	ol + neph
95J	β	microlitique	ol
95N	néphéline	microlitique	neph + px
95L	β	microlitique, fluidale	ol + neph
95I	β	microlitique	ol + px + neph
DEROC	β	microlitique	ol + px + neph
101CZ24	néphéline	microlitique	neph + px
101CZ11	β	microlitique	ol
101CZ10	β	microlitique	aphyrique
101CZ09	β	microlitique	ol + px
101CZ08-F	τ quartzifère	microlitique, fluidale	fd + am + qz
101CZ20	β	microlitique	ol + px + neph
101CZ02	β	microlitique	ol + px
101CZ13	β	microlitique	ol + px
101CZ14	β	microlitique	ol + px
101CZ01	β	microlitique	ol + px
101BG	τ	microlitique, claire	pl + fd + am + bt
90D	β	microlitique	ol + px + neph
90E	β	microlitique, fluidale	ol + px + neph
82I2	β	microlitique	ol + px
86L	β	microlitique, fluidale	ol + px
86O	β	microlitique	ol + px + neph
101SI02	β	microlitique	ol + px + neph
101SI03	β	microlitique	ol + px + neph
101CO	β	microlitique	ol + px + neph
101AJ	β	microlitique	ol + px
101L	β	microlitique	ol + px + neph
101AX	β	microlitique, fluidale	aphyrique
95F	τ	microlitique, claire	pl + fd + am
101AT	$\tau\alpha$	microlitique, claire	pl + px
101AG	$\tau\alpha$	microlitique, sombre	pl + px
101BH	$\tau\alpha$	microlitique, claire	pl + am + fd
101AL	$\tau\alpha$	microlitique, fluidale, claire	pl + px
101BK	Φ	microlitique, fluidale, claire	pl + fd + px
101AM	$\tau\alpha$	microlitique, sombre	pl + px + hy
101BC	$\tau\alpha$	microlitique, fluidale, claire	pl + px + am
101AB	β	microlitique	pl + px + ol
101AH	β	microlitique	px + ol
98D	β	microlitique	px + ol
101AC	β	microlitique	ol + px
101AU	β	microlitique	ol + px + neph
101O	β	microlitique	ol + px
101AY	β	microlitique	ol + px + neph

Tableau I - Pétrologie et minéralogie des échantillons utilisés pour la datation K-Ar au cours de cette étude. (ol : olivine ; px : pyroxène ; pl : plagioclase ; fd : feldspath ; foid : feldspathoïdes ; hy : haüyne ; neph : néphéline ; am : amphibole ; qz : quartz ; β : basalte ; $\tau\alpha$: trachyandésite ; τ : trachyte ; Φ : phonolite).



a : basalte - 95I (LPA x 8)
 b : trachyandésite à haüynes - 101AM (LPA x 25)
 c : trachyte - 101BC (LPA x 8)
 d : phonolite - 101BK (LPA x 8)
 e : trachyte quartzifère - 101CZ08 (LPA x 8)
 f : néphélinite - 101CZ24 (LPA x 26)
 g : basalte à néphéline - 101SI02 (LPA x 20)

Préparation des poudres et séparation

Après avoir enlevé la patine et scié la roche en morceaux à l'aide d'une scie à diamant, ceux-ci sont broyés à l'aide d'un mortier d'Abitch et tamisés en continu selon la fraction désirée, généralement entre 125 et 250 μm . La poudre récupérée est ensuite lavée à l'eau pour en retirer les poussières, puis dans une solution d'acide nitrique à 10 % à chaud (50°C) dans une cuve à ultra-sons pendant 15 minutes. Le lavage se termine à l'eau distillée, puis à l'éthanol et à l'acétone.

La séparation des phases minérales s'effectue selon le procédé de tri par liqueurs denses (Fig. C) : le diiodométhane ($d \approx 3,30$) pour séparer les minéraux lourds (olivine, pyroxènes) de la mésostase ($3,05 > d > 2,90$) dans le cas des roches basaltiques, et le bromoforme ($d \approx 2,84$) pour séparer les phases plus légères comme les feldspaths ($d < 2,84$) dans le cas des roches plus évoluées. La séparation des phases est réalisée par l'ajout d'un solvant qui permet de diminuer la densité du diiodométhane et du bromoforme, respectivement l'acétone et l'éthanol.

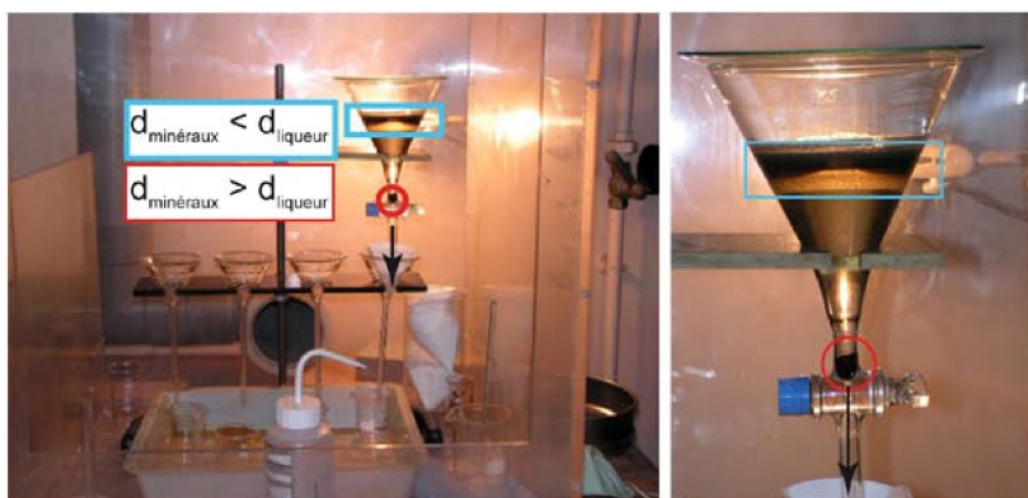


Fig. C – Séparation des phases minérales par un tri aux liqueurs denses.

Après séparation et contrôle de la phase minérale sélectionnée à la loupe binoculaire, et surtout dans les cas de laves évoluées, l'échantillon est soumis à un tri magnétique. L'appareil utilisé, un Frantz, est muni d'un aimant qui permet de séparer les phases magnétiques comme la mésostase, des phases non magnétiques comme les feldspaths (Fig. D). Une dernière vérification à la loupe binoculaire permet d'éliminer les grains mixtes résiduels et de ne conserver ainsi qu'une phase à dater parfaitement homogène.

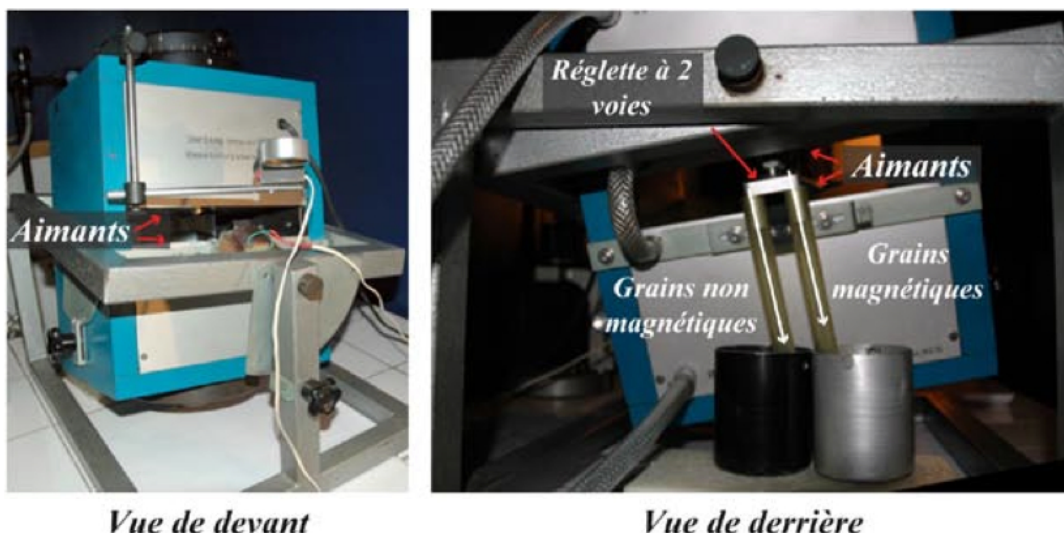


Fig. D – Tri magnétique à l'aide d'un séparateur à aimant.

Mesures

Le potassium et l'argon sont dosés séparément : le potassium comme élément solide par voie chimique (spectromètre de flamme en mode absorption), et l'argon en tant que gaz par spectrométrie de masse. Le potassium et l'argon sont analysés au moins deux fois sur différentes fractions de la même phase minérale, afin d'obtenir un âge reproductible en tenant compte des incertitudes. De plus, des standards d'âge connus sont mesurés régulièrement afin de valider les appareils de mesures : MDO-G, un trachyte du Mont Dore (Massif Central, France) daté à 248 ± 4 ka (Gillot et al., 1992) ; ISH-G, une coulée trachytique historique d'Ischia (coulée de l'Arso de 1301 ap. JC, Italie) datée à 1 ± 3 ka (Gillot et al., 1992) ; GL-O, une glauconie du Cénomanien datée à $95,03 \pm 1,11$ Ma (Odin et al, 1982) ; et HD-B1, des biotites séparées d'une granodiorite du massif de Bergell (Italie) datée à $25,3 \pm 0,8$ Ma (Hess et Lippolt, 1994).

Mesure du potassium

Le ^{40}K , radioactif, représente aujourd'hui un taux de 0,01167 % du potassium naturel. Le dosage du potassium naturel dans la phase à dater permet donc de déduire sa teneur actuelle en K par gramme d'échantillon. Élément alcalin excitable, le potassium est dosé par spectrométrie de flamme qui consiste à mesurer l'absorption photonique caractéristique de l'élément.

Mise en solution et préparation pour l'analyse

La mesure du potassium nécessite sa mise en solution grâce à une attaque acide. Tout d'abord, on pèse une fraction de quelques dizaines de mg de poudre de la phase à dater dans un creuset en téflon. La masse d'échantillon attaquée est déterminée en fonction de la teneur en potassium estimée de l'échantillon. Un bain d'acide fluorhydrique HF (10 mL), associé à l'acide nitrique HNO₃ (10 mL) et à l'acide perchlorique HClO₄ (2 mL) permet de détruire le réseau silicaté et ainsi d'individualiser les différents cations de la phase minérale. L'attaque se fait pendant 12h sur plaque chauffante à 190°C.

Après reprise du résidu solide de l'attaque à l'acide chloridrique HCl, on le dilue dans un volume précis, déterminé en fonction de la teneur en K estimée. La solution obtenue est prête pour l'analyse par spectrométrie d'absorption atomique.

Analyse : spectrométrie de flamme

La flamme du spectromètre d'absorption (Fig. E) est ajustée par une combinaison de carburant, l'acétylène, et de comburant, l'oxygène, afin d'exciter l'élément potassium. L'excitation est suivie d'une émission photonique isolée par un monochromateur et amplifiée par un photomultiplicateur.



Fig. E – Spectromètre de flamme utilisé pour la mesure du potassium.

Le principe de l'analyse est de comparer l'intensité de l'échantillon, proportionnelle à la teneur en potassium, à une courbe standard (Fig. F). Cette courbe est extrapolée de la mesure d'une série de solutions étalons de différentes

concentrations en potassium (10 ppm, 12 ppm,..., 20 ppm), répétée plusieurs fois au cours de la série d'analyse de façon à corriger la dérive temporelle de l'appareil. On mesure plusieurs échantillons au cours d'une série d'analyse, ainsi que des géostandards dont on connaît la teneur en potassium : MDO-G ($3,510 \pm 0,036 \%$) ; ISH-G ($5,485 \pm 0,057 \%$) ; BCR-2, un basalte de la Columbia River (Etats-Unis) ($1,49 \pm 0,04 \%$) ; BE-N, un basalte de la région de Nancy (France) ($1,7 \%$). On calcule la teneur exacte en K des échantillons en fonction de leur masse, des volumes de dilution et des comparaisons aux valeurs mesurées des standards. La teneur en K est obtenue avec une précision relative de l'ordre de 1 %. Au moins deux séries de mesures indépendantes permettent une reproductibilité inférieure à 1 % de la teneur en K.

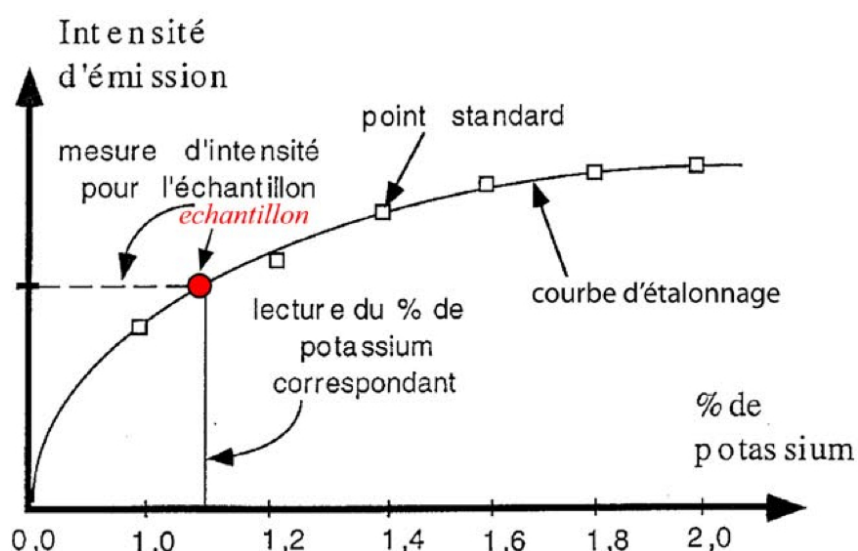


Fig. F – Courbe standard de calibration lors de la mesure du potassium.

Mesure de l'argon

L'argon 40 radiogénique, issue de la désintégration du ^{40}K , est extrait par fusion de l'échantillon dans des conditions d'ultravide ($< 10^{-7}$ Torr). La ligne de mesure de l'Ar (Fig. Ga & Gb), en acier inoxydable, permet d'effectuer successivement (1) l'extraction des gaz, (2) leur purification, (3) la calibration et la mesure isotopique de l'argon. Entre chaque mesure, l'ultravide est maintenu par des pompes turbo-moléculaires et des getters Zr-Al, et est surveillé par des jauges à

ionisation. Cette ligne utilise un spectromètre de masse à champ magnétique (Cassignol et Gillot, 1982).

Extraction du gaz

L'argon est extrait de la phase minérale par fusion sous vide : une fraction de la poudre préparée (de 0,2 à 3 g) est placée dans un creuset en molybdène contenu dans un tube de quartz. L'enceinte de quartz est placée au cœur d'un solénoïde dans lequel circule un courant à induction haute fréquence, généré par un four de 3000 W. Cela induit un échauffement du creuset qui, par rayonnement, transmet sa chaleur à l'échantillon. On atteint ainsi des températures atteignant jusqu'à 2000°C, largement suffisantes pour fondre des phases silicatés, généralement entre 800 et 1200°C. La fusion s'accompagne de la libération des gaz contenus dans l'échantillon, pour l'essentiel : H₂O (très abondant), CO₂, Ar et He.

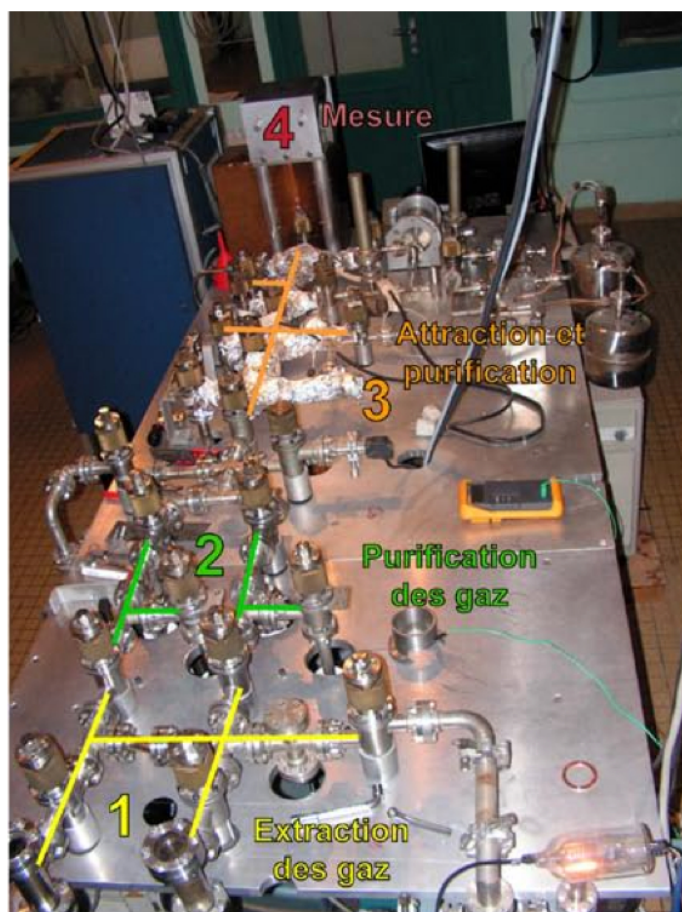


Fig. Ga – Ligne d'extraction de l'argon.

Purification

L'étape de purification permet de séparer l'Ar des autres gaz en provoquant leur réaction chimique. Pour ce faire, on utilise des grains de titane contenu dans un doigt d'inconel (alliage métallique) et chauffé à 750°C. Les gaz actifs sont ainsi purifiés, tandis que les gaz rares, inertes, restent libres. Parmi eux, l'argon est piégé au moment de la fusion par condensation sur un doigt de charbon actif refroidi à l'azote liquide (- 196°C). A la fin de la fusion, l'Ar est libéré du doigt de charbon porté à 120°C. La purification des gaz s'effectue durant 1h sur le couple titane-charbon.

L'étape suivante consiste à attirer les gaz résiduels (essentiellement l'argon) vers un secteur « propre » sur des doigts de charbon refroidis à l'azote liquide. L'He, gaz rare le plus abondant après l'Ar, est éliminé par pompage. Les autres gaz rares restants (Ne, Kr), en quantité infime, n'ont pas d'influence sur l'analyse.

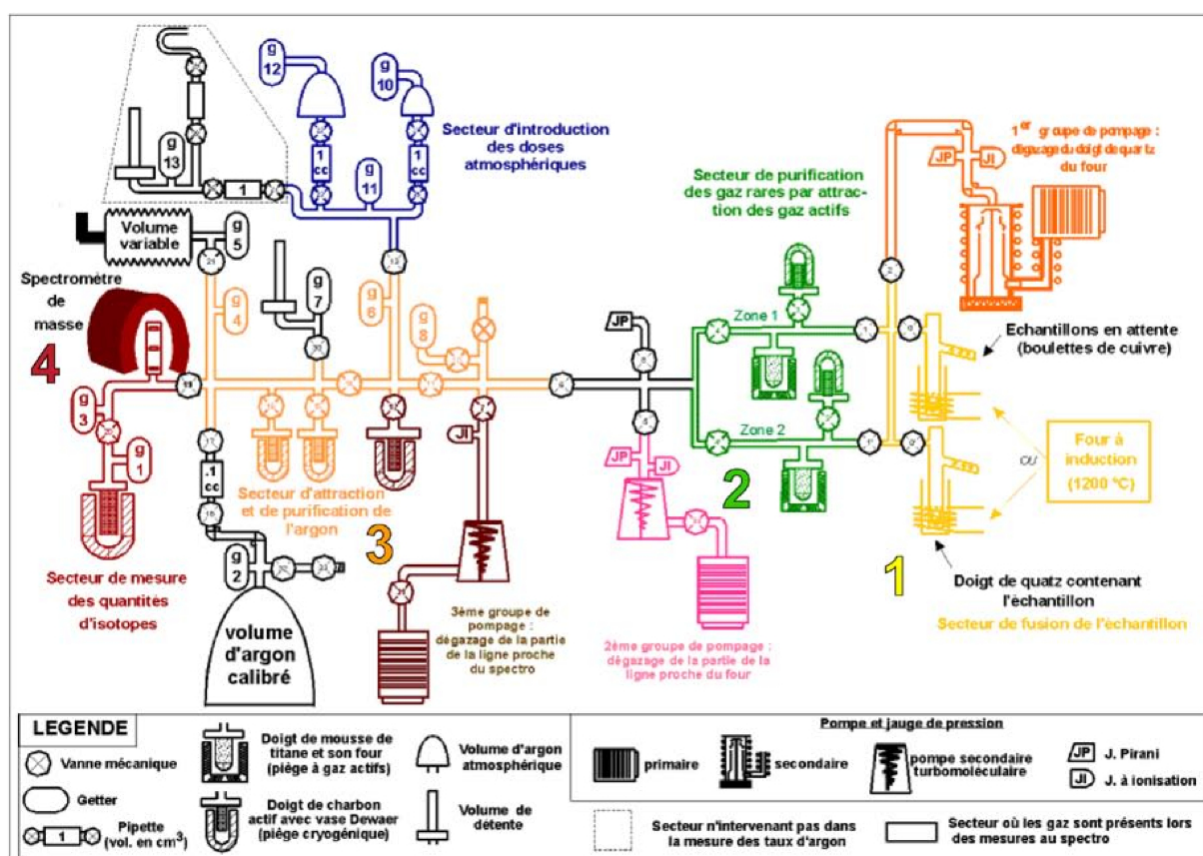


Fig. Gb – Schéma de la ligne d'extraction de l'argon (Lahitte, 2000).

Analyse isotopique : spectrométrie de masse

La spectrométrie de masse permet de détecter et d'identifier des éléments chimiques par mesure de leur masse isotopique. Son principe consiste en la séparation en phase gazeuse d'ions en fonction de leur rapport masse/charge (m/z). Le spectromètre comporte une source d'ionisation suivie d'un analyseur qui sépare les ions produits selon leur rapport m/z , d'un détecteur qui amplifie le signal et mesure l'intensité du faisceau d'ions, et enfin d'un système informatique pour traiter le signal. Le résultat obtenu est un spectre de masse représentant les rapports m/z des ions détectés en abscisse et l'abondance relative des ions en ordonnée.

Le spectromètre utilisé ici comporte un secteur à 180° avec un rayon de trajectoire utile de 6 cm (Fig. H). L'ionisation se fait par le biais d'une source de Nier, où un filament chauffé émet des électrons qui, accélérés vers une anode, interagissent avec les molécules gazeuses de l'échantillon. L'analyseur est équipé d'un aimant permanent de 0,35 Tesla qui permet de dévier les faisceaux d'ions et de séparer les masses 36, 38 et 40. Les trois composantes du faisceau sont récupérées simultanément sur un multicollecteur à coupelles de Faraday (Gillot et Cornette, 1986) (Fig. H).

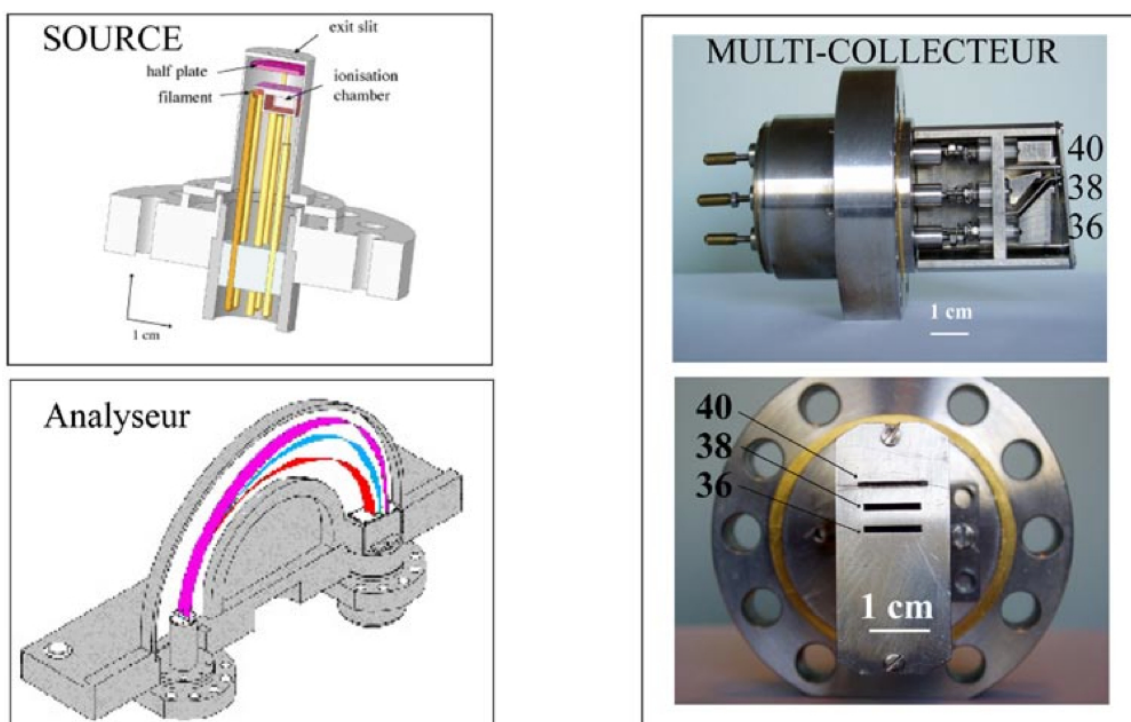


Fig. H – Source et analyseur du spectromètre de masse.

Après son introduction dans le spectromètre de masse, l'argon est détendu depuis le secteur de purification vers le secteur de mesure et est purifié tout le long de la ligne grâce à une succession de getter Zr-Al (Gillot et Cornette, 1986). Après introduction dans la cellule, un getter permet de purifier en continu le gaz réduisant les variations du signal d'argon. On mesure directement la hauteur maximale des pics des signaux d'argon 40 et 36 en réglant manuellement la tension d'accélération des ions. Un programme informatique, utilisant la plateforme Labview de National Instruments, a été développé spécialement pour notre système d'analyse.

Contrairement à la méthode K-Ar conventionnelle, les isotopes de l'argon sont ici mesurés individuellement et non en rapports isotopiques. Ce qui permet de s'affranchir de l'utilisation d'un spike d'argon 38 dans cette méthode (Gillot et Cornette, 1986).

Calibration et correction atmosphérique

La mesure d'échantillons d'âges vieux (de l'ordre du Ma) est facilitée par l'accumulation d'une quantité d'argon radiogénique importante et une contamination atmosphérique négligeable. Pour les échantillons d'âges plus récents ($< \text{Ma}$), la quantité d' Ar^* est moindre et la contamination atmosphérique devient prépondérante. Cette contamination correspond à l'argon atmosphérique retenu dans un minéral lors de sa formation, adsorbé à sa surface ou intégré aux zones d'altération, ajouté à la préparation (broyage, lavage) ou encore lors de la procédure expérimentale d'analyse. D'où l'importance d'utiliser des minéraux sains, non altérés, dont l'état de surface ne favorise pas l'adsorption d' Ar_{atm} .

Libéré en profondeur au cours des transformations minérales (fusion, métamorphisme), l'argon migre vers la surface et est libéré dans l'atmosphère où il s'accumule. C'est pour cette raison que l' ^{40}Ar est aujourd'hui l'isotope le plus abondant : il est 296 fois plus abondant que l' ^{36}Ar .

La correction atmosphérique, et donc le dosage de l' Ar^* , se fait grâce à l'isotope 36 car il est 5 fois plus abondant que le 38. Connaissant le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ déterminé à 296 (Nier, 1952), il est possible de corriger cette contamination atmosphérique (Gillot et Cornette, 1986). En multipliant la valeur du 36 mesuré par le rapport 40/36 dans l'air, on pourrait déduire la quantité d' ^{40}Ar liée à la contamination

atmosphérique dans l'échantillon (Fig. I), et ainsi la quantité d' $^{40}\text{Ar}^*$ par la relation : $^{40}\text{Ar}_{\text{total}} = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$. Cependant, étant donné que l'on mesure simultanément les isotopes 36 et 40 de l'échantillon et d'une dose atmosphérique dans les mêmes conditions de pression, on s'affranchi de l'utilisation du rapport de Nier. La teneur en $^{40}\text{Ar}^*$ augmentant avec l'âge, l'incertitude liée à cette contamination atmosphérique tend à devenir négligeable.

Afin de convertir le signal électrique mesuré en nombre d'atomes d' ^{40}Ar , il faut tout d'abord calibrer l'appareil. On compare ainsi l'Ar de l'échantillon avec une dose d'argon atmosphérique de référence dont la valeur est connue, calibrée par volumétrie et comparée à des standards internationaux, dont GL-O (Cassignol et al., 1978 ; Gillot et Cornette, 1986 ; Odin et al., 1982) ou encore HD-B1. Cette dose calibrée (DC) de $0,1 \text{ cm}^3$ est détendue dans un même volume que le gaz de l'échantillon. Le nombre d'atome d' ^{40}Ar d'une DC a été calibré par mesures du standard GL-O et HD-B1 et est estimé à $1,580 \cdot 10^{13}$ atomes. On connaît ainsi le nombre d'atome équivalent à une valeur de signal électrique et on en déduit la teneur en Ar par gramme d'échantillon.

On effectue une dernière calibration pour la correction atmosphérique avec une dose d'Ar atmosphérique (ATM). On détend $0,1 \text{ cm}^3$ d'une dose ATM dans un volume différent de celui de l'échantillon, volume que l'on peut ajuster par l'ouverture/fermeture de vannes et par l'utilisation d'un volume de détente fixe et d'un volume variable. Pour une même quantité de gaz, plus le volume de détente est petit, plus le signal mesuré est élevé. Le but est d'introduire dans le spectromètre un signal d'ATM d'intensité équivalente à celle du signal mesuré pour l'échantillon, et dont le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ permet de connaître la teneur relative Q (%) en $^{40}\text{Ar}^*$. Cette comparaison directe des rapports $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{ECH}}$ et $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{ATM}}$ permet de nous affranchir de l'utilisation de la valeur de référence du rapport isotopique de l'atmosphère. En effet, le rapport atmosphérique que l'échantillon a incorporé au moment de sa formation peut être différent du rapport atmosphérique moderne, ainsi le rapport conventionnel de Nier ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 269$) ne peut être valide. Il y aura donc un excès apparent d'Ar si le rapport est supérieur à 296, ou une perte d'Ar si le rapport est inférieur à 296.

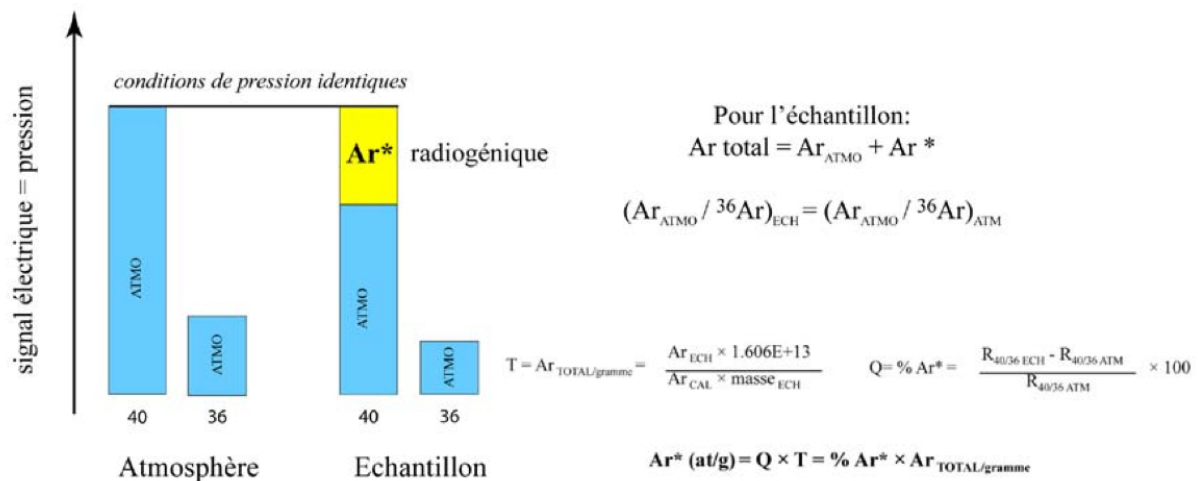


Fig. I – Principe de la correction atmosphérique.

Calcul de l'âge et de l'incertitude

Tout d'abord, on déduit la teneur en Ar^* en nombre d'atomes par gramme d'échantillon en faisant le produit de la teneur relative d'argon radiogénique Q (%) et de la quantité d'argon par gramme d'échantillon T (at/g) :

$$Ar^* (at / g) = T \times Q = \left[\frac{Ar_{ECH} \times 1,580.10^{13}}{Ar_{CAL} \times masse_{ECH}} \right] \times \left[\frac{(^{40}Ar / ^{36}Ar)_{ECH} - (^{40}Ar / ^{36}Ar)_{ATM}}{(^{40}Ar / ^{36}Ar)_{ATM}} \times 100 \right]$$

Ensuite, connaissant la teneur en K mesurée par spectrométrie de flamme, ainsi que les constantes de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar par capture électronique, on calcule l'âge t à l'aide de la formule suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_{\varepsilon} + \lambda_{\varepsilon'}} \times \frac{^{40}Ar^*}{^{40}K} \right)$$

Enfin, l'incertitude dépend de l'erreur sur la mesure du potassium ($\sigma_K \approx 1\%$), de l'erreur sur la valeur de la DC ($\sigma_{^{40}Ar_{cal}} \approx 1\%$) et de la teneur en Ar^* . Cette dernière est fonction de la teneur en Ar^* de l'échantillon. On calcule l'incertitude relative d'un âge selon la formule (Quidelleur et al., 1999) :

$$\sigma_t = \sqrt{\sigma_K^2 + \sigma_{^{40}Ar_{cal}}^2 + \sigma_{^{40}Ar^*}^2} \quad \text{avec} \quad \sigma_{^{40}Ar^*} = \frac{0,15}{Q}$$

Limites de la méthode

Les limites de la méthode sont dictées par la labilité de l'argon et le lessivage du potassium. Ainsi, si les roches ont subi des transformations postérieures à leur mise en place, la fiabilité d'un âge peut être remise en cause.

Perte d'argon

A température ou à pression élevée (réchauffement, métamorphisme), la diffusion de l'argon est favorisée. Dans ce cas, il y a perte d'argon et l'âge mesuré apparaît trop jeune comparé à l'âge réel de cristallisation.

Lessivage du potassium

L'altération d'une roche peut provoquer le lessivage du potassium, alors que l'argon accumulé reste dans les phases minérales. L'âge apparaît alors trop vieux. Il est néanmoins possible de s'affranchir de ces problèmes par une sélection attentive de la phase à dater, soit par son étude pétrographique, soit par des analyses chimiques.

Excès d'argon

Il est possible d'avoir un excès d'argon lié à l'incorporation de phases minérales précocement cristallisées ou arrachées à l'encaissant lors de la remontée du magma. L'étude pétrographique de la phase à dater permet de s'en affranchir. Un excès d'argon peut également exister si la remise à zéro du chronomètre a été partielle du fait d'un dégazage incomplet lors de la fusion des phases minérales en profondeur. La méthode K-Ar ne permet d'obtenir que des âges apparents intermédiaires entre l'âge de formation de la phase minérale et l'âge réel de sa cristallisation. Dans ce cas, la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permet de détecter d'éventuels excès d'argon.

GRANULOMETRIE LASER : PRINCIPES ET METHODE

Objectifs

L'étude du Grand Écoulement Bréchique (GEB) du massif du Cantal a pour but de déterminer, entre autres, sa dynamique de mise en place. Il nous faut donc déterminer la distribution des particules fines dans la matrice de la brèche, et ainsi étudier la répartition selon leur taille dans l'écoulement.

Sélection et préparation des échantillons

Les 29 échantillons sélectionnés sont des matrices de GEB prélevées tout autour du massif du Cantal, depuis la source jusqu'à la périphérie du massif. Sur le terrain, le prélèvement a été effectué dans les zones les moins altérées possible, généralement au sein même de la brèche, c'est-à-dire ni au toit ni à la base de l'unité.

En laboratoire, les matrices ont été sélectionnées manuellement par élimination des clastes restants $> 2 \text{ mm}$, et de façon représentative de l'échantillon, c'est-à-dire en différents endroits de l'échantillon. Les grains qui constituent la matrice sont ensuite délicatement individualisés à la main à l'aide d'un mortier d'Abitch et tamisées à $< 100 \mu\text{m}$.

Les 29 poudres obtenues après broyage sont versées dans des erlen meyer. Après décantation, les préparations sont prêtes pour être analysées au granulomètre laser.

Granulométrie laser : principes

La granulométrie laser est une technique qui permet de mesurer la taille des particules de $0,02 \mu\text{m}$ à 2 mm . Cette technique est basée sur la diffraction de la lumière. Lorsqu'un faisceau laser éclaire une particule, on observe des franges de diffraction. Selon Fraunhofer, l'intensité du rayonnement diffracté et l'angle de diffraction sont fonction de la taille des particules : plus la particule est petite, plus l'angle de diffraction est grand. Cette théorie de Fraunhofer est valable selon les conditions suivantes :

- (1) on considère des particules sphériques non poreuses et opaques ;
- (2) les particules ont un diamètre supérieur à la longueur d'onde ;
- (3) les particules sont suffisamment éloignées les unes des autres ;
- (4) les particules sont animées d'un mouvement aléatoire ;
- (5) les particules diffractent la lumière avec la même efficacité quelque soit leur taille.

Pour les particules inférieures à 100 μm , la théorie de la diffraction ne suffit plus et la théorie de Mie complète celle de Fraunhofer. Celle-ci considère une onde plane rencontrant une sphère homogène.

Mesures

La mesure consiste en un rayon laser, focalisé au micron, qui traverse le liquide et les particules présentes dans la zone dite « sensible ». Les particules créent simultanément une extinction et une rétrodiffusion du rayonnement qui sont caractéristiques de leur taille et de leur nombre.



Fig. J – Granulomètre laser Mastersizer 2000.

Le granulomètre laser est relié à un ordinateur qui utilise le logiciel Mastersizer 2000 (Fig. J). Tout d'abord, les préparations sont mélangées de façon homogène à l'aide d'une hélice. Puis on prélève manuellement, à l'aide d'une pipette, le matériel en suspension en cours de mélange à mi-hauteur de la préparation. On débute

l'acquisition de la mesure : le granulomètre analyse d'abord le « bruit de fond » correspondant au signal de l'eau qui circule dans la zone sensible. Une fois mesuré, on injecte une certaine quantité de matériel prélevé dans la cuve du granulomètre jusqu'à atteindre l'intervalle de détection de l'appareil. Puis on démarre la mesure de l'échantillon. Les 29 échantillons de matrice de brèche sont mesurés successivement. Le résultat de la mesure de granulométrie d'un échantillon correspond à la mesure totale à laquelle on soustrait le bruit de fond de l'eau.

Article

**LEIBRANDT ET AL. (IN PREP.) – IDENTIFICATION OF A CENTRAL CALDERA ON
THE CANTAL VOLCANO (FRANCE): INSIGHTS FOR A NEW MORPHO-STRUCTURAL
EVOLUTION MODEL**

Identification of a central caldera on the Cantal volcano (France): insights for a new morpho-structural evolution model

Sébastien Leibrandt^{*1,2}, Pierre-Yves Gillot^{1,2}

(1) Laboratoire IDES, UMR 8148, Géochronologie et Volcanologie, Université Paris-Sud 11, France

(2) CNRS, Orsay, F-91405

* Corresponding author : sebastien.leibrandt@u-psud.fr; +33 (0) 1 69 15 48 93

to be submitted in the Journal of Volcanology and Geothermal Research

Abstract

The Cantal massif is the largest eruptive complex of the intraplate French Cenozoic volcanic province. It has been active during the Upper Miocene and has been characterized by the emplacement of voluminous volcanoclastic breccias, which origin and significance remain controversial. In this study, field observations, coupled with new K-Ar ages, allow us to reconstruct the morpho-structural evolution of the massif and to examine the relationships between the development of a central volcano-tectonic collapse and the generation of the main breccias. We show that the growth and partial destruction of the volcano is recorded by a unique stratigraphic sequence preserved at the periphery of the massif but interrupted in its central part where it is different. Four main stages of evolution are distinguished: (1) The activity of an initial trachyandesitic complex is constrained between 9.3 and 8.1 Ma: the alternance of surges, dome collapse monogenic breccias and lahars constitute the slopes of a dome field complex. This one rests on the Hercynian fractured basement overlaid by a dispersed fissural basaltic activity; (2) The partial draining of a magmatic reservoir during the initial stage and moderate plinian episodes, supported by the presence of pumice levels, coupled with a tectonic instability gave progressively birth to a central caldera. During a period of inactivity, this 8 x 10 km elliptic volcano-tectonic depression was filled up to form a lake. Then, the volcanic

activity resumed by a new plinian-like event: a pumiceous juvenile magma interacted with the lake. Mixing between pulverized magma and water initiated a viscous flow, which overflowed the caldera rim and propagated radially reaching more than 25 km from the centre. Its facies and its stratigraphic position are identical all around the massif. We constraint this stage between 8.1 and 7.9 Ma; (3) Then, the extrusion and destruction of domes within the caldera produced pyroclastic deposits, associated with reworking events, filling the caldera in a short time and partially overflowing on the external slopes of the complex. The most recent differentiated activity has been dated ca. 2.5 Ma; (4) Finally, during a terminal basaltic activity along the caldera borders, fluid lavas extended largely all around the external slopes from 7.8 to 3.4 Ma. These lava flows fossilize the regular morphological shape of the massif resulting from the emplacement of the preceding large breccia. The terminal basaltic emission vents coincide with the source of the large breccia flow: it delimitates the caldera rim. Thus, this large volcano-tectonic structure, directly linked with regional tectonic directions, has had a major influence on the evolution of the massif including the generation of a large debris flow.

Keywords : caldera, volcanoclastic breccias, K-Ar dating, morpho-structural evolution, Cantal

1. Introduction

The Cantal volcano is located in the French Massif Central Cenozoic volcanic province (fig. 1), which has developed on an Hercynian fractured basement. This alkali intraplate volcanism is composed of two large volcanic complexes, Cantal and Mont Dore, and several volcanic alignments (Brousse et al., 1990). All these volcanic area is directly related to regional tectonics, partly inherited from the Variscan orogenese. The Cantal massif (45°04'50"N – 2°42'22"E), peaking in 1855 m of height at Plomb du Cantal, is one of the largest volcanic massif in Europe with a surface area of 2500 km² with a present estimated volume ca. 385 km³ (Nehlig et al., 2001). This morphological shield-like (Fig. 3) complex is mainly composed of volcanoclastic breccia units, which outcrop in deeply incised valleys. The massif owns regular and low degree slopes. It exists a preferential erosion of the western side of the massif resulting from the direction of the dominant winds which bring precipitations. This morphological configuration allows the reconstruction of its morpho-structural evolution and the identification of major eruptive events.

In our study, we show that the growth and partial destruction of the volcano is recorded by a unique stratigraphic sequence preserved at the periphery all around the massif but interrupted in its central part where it is different. Field observations coupled with new K-Ar ages, allow us to reconstruct the morpho-structural evolution of the massif and to highlight the existence of a central caldera.

2. Geological background and previous studies

According to one of the first studies of the Cantal massif, Boule asserted in 1896 the existence of « a welded lava breccia in the centre of the volcano and a lava block bearing conglomerate in the periphery », so different facies between the centre of the massif and its periphery. The idea of the existence of a volcano-tectonic collapse in the central part of the Cantal massif born in the 60's thanks to geophysical prospection and field observations (Vatin-Pérignon et al., 1966; Baubron et Demange, 1977; Aubert et al., 1982). Then, detailed mapping and tens of thesis from Université Paris-Sud (Orsay, France) brought to light a unique stratigraphic sequence all around the massif that is different from the central area. These studies carried out to help the conception of most of the Cantal geological maps (Brousse et

al., 1972 ; 1975 ; 1977 ; 1980 ; 1989) and lead to a global view of the Cantal evolution including the existence of a central volcano-tectonic collapse.

Since the last 20 years, the recent studies of the Cantal massif, as many volcanic complexes in the world, were based on new interpretations of the breccia deposits following the Mount Saint Helens (Washington, USA) eruption in May 18, 1980. Since then, studies suggest the existence of several debris avalanche deposits (DAD) (Schneider et al., 1998; Reubi et al., 2000), distributed all around the Cantal massif and initiated by several flank instabilities (Cantagrel, 1995; Nehlig et al., 2001; Arnaud et al., 2002). This lead to the conception of the central map of the volcano (Nehlig et al., 2001) and to a global evolution model of the massif based on flank destabilisations. It suggests the existence of several DAD, all constrained in time around 7 Ma and oriented in all the directions (Arnaud et al., 2002 ; Nehlig et al., 2001; Vidal et al., 2000 ; Vidal, 1998). Nevertheless, this model presents limits: (1) the absence of identified collapse scars, (2) the erosion state of the massif makes temporal and spatial DAD constraints difficult, (3) the radial distribution of these deposits makes flank destabilisations mechanisms very complex (Cantagrel, 1995; Vidal et al., 2000).

Thus, the aim of our study is to combine field observations and new K-Ar ages to reconstruct the morpho-structural evolution of the Cantal massif. We show that it exists from chrono-stratigraphic, structural and geomorphological evidences, a central caldera. Its identification lead us to propose a new evolution model in accordance with field observations.

3. Methods and results

3.1 New field investigation and K-Ar dating sampling

Geochronology and field data presented here bring new strong constraints to reconstitute the morpho-structural evolution of the Cantal volcano. Thanks to the western dominant winds and to an intensive glacier and climatic erosion over the last 3 Ma, the deeply incised valleys of the massif allow good conditions of observation of the different units. Nevertheless, notice that vegetation and chemical erosion sometimes limits the identification of the units and their vertical limits.

A selection of 20 samples collected among the different units (Fig. 6) has been prepared for K-Ar dating according to their position and geological significance at the limits of the different observed units. After careful examination of thin-sections, the rocks have been crushed and sieved at an appropriate size, generally in the range 125 μm – 250 μm and cleaned ultra-sonically with dilute nitric acid. Densitometric separation with heavy liquids and magnetic sorting have then been achieved to select the freshest part of the volcanic groundmass and remove any mafic phenocrysts (olivine, pyroxene and plagioclases), which may carry significant inherited excess-argon. Geochronological determinations have been performed on the selected grains in the laboratory IDES at Université Paris-Sud (Orsay, France). The K content was measured by flame absorption-spectroscopy with 1% relative uncertainty based on replicate measurements on standards (Gillot et al., 1992). Argon 40/36 ratios were measured by mass spectrometry according to the Cassinot-Gillot unspiked technique. The technique and principles are described elsewhere (Gillot et al., 1986; Gillot et al., 2006). Both potassium and argon were analyzed at least twice in order to obtain a reproducible age within range of uncertainties. The results are presented in Table 1 and 2, where the uncertainties are quoted at the 1 σ level.

According to the problematic of our study, new K-Ar ages were needed to constrain in time our new interpretative stratigraphic sequence. Despite the strong disagreement in interpretation, previous ages by other authors are mostly coherent in time with our study.

3.2 Description of the units

3.2.1 *The infra-cantalien basalts*

Massive basaltic lava flows spread largely on the Hercynian basement. This magma ascends thanks to inherited Hercynian fractures. This unit does not reach more than 50 m-thick and mostly outcrops in the deeply incised valleys of the massif northern sector (Petite Rhue valley) and the eastern sector (Alagnon valley). These lavas are mostly composed of feldspathoid-rich basanites (Nehlig et al., 2001) and are assimilated to the general basaltic Miocene activity in Massif Central (Brousse et al., 1990).

3.2.2 *The lower trachyandesitic complex (LTC)*

This unit is mainly composed of trachyandesitic breccias, alternating with massive trachyandesitic flows, surges levels and reworking events such as lahars. The homogeneous trachyandesitic breccias are composed of angular clasts (80%), almost jointed, trapped in a gravel matrix ; whereas lahars are composed of rounded clasts. Surges levels are composed of fine-ash with sometimes interbedded facies. The distribution of the LTC deposits and outcrops suggests that it has existed several extrusion vents as the deposits are very dispersed. Outcrops do not present any preferential dips toward a single eruptive center, and it exists angular unconformities between the different successions in the central part of the massif. The deposits extend on a surface area estimated about 700 km² with a maximum extension of about 15 km (Fig. 6). The position of the eruptive centers is located in the central area of the actual massif. These deposits, homogeneous in nature, represent cycles of growing and destruction of trachyandesitic domes. In the central part of the massif, the top of the unit presents different elevations suggesting the individualization of blocks, probably linked with the basement morphology which is affected by major tectonic accidents.

3.2.3 *The pumice levels*

The pumice levels are distributed all around the massif (Platevoet et al., 1999). Their thickness varies from few to several tens meters. Although the outcrops are discontinuous in space, they are systematically intercalated stratigraphically between the lower trachyandesitic complex (LTC) and the large breccia deposit (LB). These levels group different types of pyroclastic deposits. For instance, a 30 m thick pumice sheet has been described in La Peyre del Cros, in the western part of the massif (Brousse et al., 1966). In the Allanche valley, in the eastern part of the massif, we observe a 50 m thick polyphasic pumiced deposit which stratification shows successive plume collapse events from plinian episodes. Thus, there are different types of deposits but all related to plinian events. Notice that it does not exist any pumice levels in the center of the massif.

3.2.4 *The large breccia (LB)*

The LB is a massive breccia unit composed of clasts trapped in a pumiceous welded fine-grain matrix. It is always in the same stratigraphic position all around the massif, overlying the pumice levels and underlying the upper complex. Based on field and mapping observations, this deposit extends from a central source toward the periphery of the massif 25 ± 5 km all around the volcano. The distal facies changes because of lahars reworking and extend until 40 km from the centre of the massif in the western part, and until 34 km from the centre in the eastern part.

The rounded to angular shape clasts are heterometric ranging from fine pebbles (10^{-3} m) to megaclasts (10^2 m). They are not or poorly fractured, without any significant deformations. They are very heterogeneous in nature, from the most to the less important in abundance: (1) trachyandesites and infra-cantalien basalts, (2) basement elements (granitoids and gneiss), (3) sediments as clays and preserved limestone benches including lacustrine varves, (4) carbonized wood and preserved fresh wood. At the top of the unit, it exists a diatomite field, in particular in the eastern sector near Murat (Fournier, 1965; Maurizot-Blanc, 1974). These lacustrine deposits present deformation structures suggesting their transport from the center of the massif (Cantagrel, 1995). The LB matrix represents about 50 % of the breccia in volume and is composed of 10 to 20 % of pumices trapped in a clays and silicates fine-grained link.

The thickness of the deposit varies from few meters at the source to several tens of meters (up to 100 m) on the external slopes of the massif. The deposit is not stratified. Its architecture suggests a single flow event, which does not present either any graded bedding or flow alignments. Moreover, there are no significant interactions between the clasts and there are no clasts clusters. The facies of the breccia is identical all around the massif (fig. 4) and there is no clue for the existence of different pulses. The characteristics of the large breccia suggest then a debris flow behavior. Its nature, dynamics and initiation process will be treated in a separate study.

3.2.5 *The upper complex (UC)*

This heterogeneous and stratified unit extends both in the center of the massif and at the proximal periphery. In the central part, the UC is mostly represented by the present morphologies as domes, crests and summits. The extrusions are composed of differentiated lavas as, among others, the trachyte of Puy Mary dome, the trachyandesit of Plomb du Cantal, or the phonolite of Puy Griou dome. At the foot of these summits, there are piles of horizontally trachyandesitic massive flows and breccia deposits, which seem filling a morphological depression. At the proximal periphery, away from the centre of the massif, the unit is composed of numerous volcanic successions representing several cycles of dome construction and destruction. Successions are parallel between them showing their deposition on a regular surface resulting from the preceeding LB emplacement. Cycles begin with dome collapse breccia and surges levels, sometimes more or less lithic-rich pumice levels are intercalated, showing moderate plinian events. Then, the volcaniclastic deposits are reworked by lahars, which generally mark the end of a cycle. We observe these cycles successions, for instance, in the 80 m-thick Alberoché cliff (Veronne valley), or in the Cheylade cliff (Petite Rhue valley).

3.2.6 *The plateau basalts*

This unit is represented by large and massive basaltic lava flows spreading all around the Cantal massif slopes, and presents regular morphological shapes named « planèzes ». The basaltic lava flows extend radially from the proximal periphery of the massif until more than 40 km. Notice that there are no basaltic lavas in the central part of the volcano. The elevation of the basaltic emission vents, at least the contact between plateau basalts and UC, is similar all around the central part (ca. 1400 m). Planèzes are less present in the south-western part of the massif as there is a preferential erosion from the western dominant winds. Prismatic lava flows arm the deep incised valley crest all around the massif with a thickness up to 100 m as, for example, in Suc de Rochemonteix (Petite Rhue valley). Emission vents present morphologies of strombolian cones, mostly represented by necks, maars and sometimes lava lakes.

3.3 Time constraints of the stratigraphic sequence: new K-Ar results

At first, field observations show that the stratigraphical position of the different units is identical all around the massif (Brousse et Lefèvre, 1990 ; Brousse et al., 1972 ;1975 ;1977 ;1980 ;1989). We obtained 20 new K-Ar ages to determine the temporal limits of the established stratigraphic sequence (Table 1 and 2). The base of the stratigraphic sequence is represented by the infra-cantalian basalts and sedimentary basins directly overlying the Hercynian fractured basement. We constrained this primary basaltic spreading in the deeply eroded Petite Rhue valley, from 12.77 ± 0.28 Ma (101CO) to 9.31 ± 0.13 Ma (101AX). This initial volcanic activity is quasi-continuous in time as we also dated lava flows at 11.26 ± 0.17 Ma (101AJ) and 9.54 ± 0.14 Ma (101L).

This constitutes the substratum of a volcanic complex mostly composed of breccia units. The first one, the LTC has been constrained between 9.31 ± 0.13 Ma (101AX), the last infra-cantalian activity, and 8.07 ± 0.11 Ma (101AG), one of the last trachyandesitic breccia level, contemporaneous of a dome collapse, underlying the LB unit. It exists other contemporaneous differentiated extrusions at the periphery of the LTC represented by trachytic extrusions, as for instance, in Goul valley dated at 8.84 ± 0.13 Ma (95 F). The following LB unit emplaced on the slopes of the initial volcanic complex. It has been dated thanks to trachyandesitic lava flows or trachyandesitic dome collapse breccias (contemporaneous of the domes activity) in the LTC and the UC. According to the K-Ar age of the units underlying and overlying the LB, it emplaced between 8.07 ± 0.11 Ma (101AG), the last activity in the LTC, and 7.80 ± 0.11 Ma (101AL), the first activity of the Upper Complex. It is possible to be more precise thanks to existing Ar/Ar data of the underlying pumice levels, the younger of which has been dated at 7.95 ± 0.02 Ma (Platevoet, 2000). Thus, the large breccia probably emplaced between 7.95 ± 0.02 and 7.80 ± 0.11 Ma. Then, the terminal dome activity corresponding to the UC began at 7.80 ± 0.11 Ma (101AL), one of the first dome collapse breccia of the unit. We dated one of the first UC deposit underlying the plateau basalts at 7.60 ± 0.11 Ma (101AM) in the Veronne valley within the proximal periphery deposits. The Puy Mary dome, in the central area, has been dated at 7.86 ± 0.11 Ma (101BH), which better constrain the LB emplacement around 7.9 Ma. Initial intra-caldera activity give ages between ca. 7.9 and ca. 7.6 Ma, in accordance with literature (Nehlig et al., 2001). Finally, we

probably dated the most recent differentiated activity on the Cantal volcanic complex with a dyke intruding the Puy Mary dome at 2.49 ± 0.03 Ma (101BC) confirmed with dating on feldspars at 2.56 ± 0.03 Ma (101BC-F).

The top of the sequence is represented by massive basaltic flows spreading on the external slopes of the massif. The oldest basaltic activity has been dated near Col de Legal (between Jordanne and Authre valley upstream) at 7.78 ± 0.11 Ma (101AB), and in Petite Rhue valley at 7.27 ± 0.10 Ma (101AH), that is to say contemporaneous with the activity of the UC domes. Then, the activity resumed farther from the central part, for instance with the Puy Violent, 4 km from the beginning of the planèze, dated at 5.88 ± 0.08 Ma (98D). It seems there is an intensive activity around 5 Ma on the external planèzes: for instance, on the north-east planèze, we dated a basaltic flow at 5.37 ± 0.08 Ma (101AC); on the planèze of Saint Flour, we dated a basalt at 5.24 ± 0.07 Ma (101AU); and the basaltic basement of the Tour de Merdogne, has been dated at 5.12 ± 0.07 Ma (101O). The most recent basaltic activity is located in the central part of the massif, at the beginning of the planèze of Saint Flour, corresponding to a resumed activity, along a major vertical fault, that we dated at 3.43 ± 0.05 Ma (101AY) at the summit of the Plomb du Cantal.

The cumulative thickness of the deposits does not reach more than 700 m, with a mean substratum elevation of about 900 m. This stratigraphical sequence is different in the central part, where it is mainly composed of trachyandesitic homogeneous breccias and massive flows (LTC and UC), overlying by the recent central differentiated domes (UC) (Fig. 5).

4. Discussion

The discussion about field observations is based on three main facts : (1) the Cantal massif presents a shield-like morphology with low and regular slopes ; (2) the Large Breccia unit and the plateau basalts are absent from the centre of the massif ; (3) the stratigraphic sequence is different between the centre and the periphery of the massif. This observations are not in accordance with the flank destabilisation model (Cantagrel, 1995 ; Vidal, 1998 ; Vidal et Merle, 1998 ; Nehlig et al., 2001 ; Arnaud et al., 2002) which is first incompatible with the fact that basaltic vents are distributed at a similar elevation all around the central area. Then, the regular slopes of the massif

show that the plateau basalts did not flow in amphitheater depression resulting from flank collapses. Finally, the successive growth and destruction of stratovolcanoes within collapse scars would have not permit an identical stratigraphic sequence all around the massif.

4.1 Evidences for a central caldera

First of all, the stratigraphic sequence is identical all around the massif and represents a quasi-continuous activity from base to top, in particular between the LTC and the UC, which limit is interpreted by previous authors as a succession of major flank collapses (Nehlig et al., 2001). The LTC activity ends at 8.07 ± 0.11 Ma, then the LB emplaced between 7.95 ± 0.02 Ma (Platevoet, 2000), the last dated pumice activity, and 7.80 ± 0.11 Ma, which marks the beginning of the UC activity. First of all, previous authors dated at least four DAD at more than 7.4 Ma (toward N and E), between 7.4 and 7.2 Ma (toward W), and less than 7.2 Ma (toward S and SW) (Nehlig et al., 2001; 2003). These ages are not in accordance with our stratigraphy. If the LB was defined as four or more different DAD deposits (Schneider et al., 1998; Reubi et al., 2000; Nehlig et al., 2001), it means that at least four cycles of voluminous flank collapses and growth of new edifices in the collapse scars happened in 60 to 240 ka with estimated DAD volumes of 180 to 245 km³ (Vidal, 1998 ; Nehlig et al., 2001). This makes several high-volume sector collapses in all the directions low probable in such a short time as the eruptive rate should be at least 1 km³/kyr which seem very high compared to the volume of emitted magma during the ca. 10 Ma of activity of the Cantal massif.

The existence of a central volcano-tectonic collapse in the Cantal massif has been evoked by Brousse et al. in the 1960's through numerous works realized at Université Paris-Sud (Orsay, France) where it is shown stratigraphic sequence differences between the centre and the periphery of the massif. Moreover, the central volcano-tectonic structure has been brought to light by the results of geophysical prospection campaigns. The first one concerned the basement morphology under the Cantal volcano (Vatin-Pérignon et al., 1966): geoelectrical prospection highlighted a succession of rocks characterized by their resistivity that show homogeneous terrains in the centre of the massif where the basement elevation describes a central depression. The second one used magnetic and geoelectrical methods (Aubert et al.,

1982): the structure revealed is parallel to the Margeride tectonic direction (N135) and is filled with magnetized formations characterized by a weak resistivity. They are interpreted as homogeneous fined-grained pyroclastic formations impregnated with water. This could be linked to a hydrothermal alteration of the deposits filling the depression, as the structural layout constitutes preferential pathways for hydrothermal fluid alteration (e.g. Coppo et al., 2008). Thus, these studies show the presence of an homogeneous volcanic material filling a volcano-tectonic depression in the centre of the massif, which could correspond to the initial (LTC) and terminal (UC) trachyandesitic material, whereas at the periphery the volcanic material is heterogeneous in nature corresponding to the volcanoclastic breccias.

Then, we observe thick filling structures within the centre of the massif. These volcanic products piles are composed of the succession of trachyandesitic massive lava flows, dome collapse breccias and reworking facies. Trachyandesitic deposits seem clearly interrupted before the external slopes of the massif (Fig. 7). For instance, in the northern sector, at the bottom of the Petite Rhue Valley on the western flank, layers have a 15°N to 20°N dip under the Puy de la Tourte. These dips progressively turn horizontally toward the Suc de la Blatte, which correspond to the last trachyandesitic summit before the plateau basaltic lava flows. Then, basaltic lava spread on the external slopes with a 10° dip. This dip changing coincides with a limit, which can be followed all around the central area of the massif, describing an elliptic central structure.

Furthermore, dykes located in the centre of the massif are oriented as the main tectonic structures affecting the French Massif Central (Fig. 9). This dykes swarm delimitates an ovoid structure, which limits fit sometimes with thick dykes. For instance, the 5 m-thick dyke of Passadou in the Cère valley has a N170 direction and is an eastern limit between the centre and the periphery of the massif. This direction coincides with the E-W extension related to the Oligo-Miocene general rifting (Michon et al., 2001). In the bottom of the Petite Rhue valley, under a basaltic vent we observe a N120 oriented dyke. This reveals the relationship with Hercynian inherited fractures. Finally, the general orientation of this ovoid structure is parallel to the Margeride horst. Moreover, the measurement of the central dykes orientations show the influence of regional tectonics on the magma ascension: the N175 direction is

attributed to the general Oligocene E-W extension, N135 define the Margeride horst orientation, and N45 is the direction of regional strike-slip displacements.

Notice that plateau basalts, which form the external planezes, are absent from the centre of the massif. The beginnings of the basaltic plateaus describe an ovoid structure in accordance with the limits established above. This suggests that basaltic magma ascends in favor of main faults revealed by the observed dykes. Moreover, the basaltic vents are distributed all around this limit at a similar elevation ca. 1400 m. Finally, we can easily draw the limits of a central structure linking the basaltic vents indicated on the central geological map of the massif (Nehlig et al., 2001). On the field, these limits generally correspond to morphological saddle points or slope collapse areas, showing fragile structures, easily erodible. For instance, at the confluence of the Impradine and Santoire valley (Fig. 8), the chaos of Courbatière resulting from the glacier fallback left a clear fracture in accordance with the limits of the central structure.

To sum up these observations: (1) the timing of the activity shown by the stratigraphic sequence are not in favor with several flank destabilizations; (2) geophysical prospection shows the presence of an elliptic central structure revealed by a basement depression and the presence of homogeneous terrains; (3) the volcanic products layout in the central area shows filling structures interrupted toward the periphery; (4) dykes delimit an ovoid structure, which directions are influenced by regional tectonics; (5) the limits of the central structure coincides with basaltic vents, which are on a similar elevation all along the limits, that gave birth to the basaltic planeze. Moreover, as the plateau basalts overlying the breccia units are regularly spread all around the massif with identical emission vents elevation, it is then not possible to obtain the actual regular morphological shape of the massif (Fig. 3) considering sector collapses: the basaltic lava would have flowed inside the collapse scars preserving the amphitheater shape resulting from several landslides. Thus, these observations are in contradiction with the existence of several sector collapses (Cantagrel, 1995; Arnaud et al., 2002 ; Nehlig et al., 2001).

Finally, these observations describe an elliptic central depression filled by volcanic products, which is combined with preexisting regional tectonic influences: this is the typical description of a caldera (Lipman, 2000). The 8 x 10 km elliptic

caldera oriented NW-SE is a consequence of the presence of a volcano-tectonic structure influenced by regional tectonics.

4.2 Pre- and post-caldera collapse morphology of the Cantal volcanic complex

The LTC unit represents the pre-collapse activity. To determine a pre-caldera collapse morphology, we base our observations on field descriptions. At first, the LTC is homogeneous in nature and all the volcanic products are trachyandesitic. This type of lava is relatively viscous and does not permit the development of long run-out lava flows. The majority of the volcanic products are trachyandesitic breccias. These can result either from gravity collapses or reworking volcanic material (lahars). Most of the time, when the proportion of angular clasts is important in outcrops, it reveals gravity collapses. These result from trachyandesitic dome collapses or activity: we observe either rock avalanches during dome growth or debris avalanches when the entire dome collapses. Then, meteoric water reworks the preceding deposits and transports trachyandesitic clasts on a long distance. Indeed, most of the laharic deposits contain rounded clasts meaning the source is far from the deposit. We observe sometimes the superposition in the same location of dome collapse breccias and laharic deposit. It means that the material containing in the laharic facies belongs to another but relatively contemporaneous farther dome collapse breccia deposit. If there was a unique and central magma supply conduit, we could not observe this superposition. Moreover, it exists angular unconformities within the unit revealing an anarchical deposition of the volcanic products. For instance, at the bottom of the Impradine valley, located in the centre of the massif, we observe an angular discontinuity between a trachyandesitic dome collapse breccia and a laharic facies.

Thus, it existed in the initial Cantal volcanic complex several dome activities in different places. Two main observations are in contradiction with the presence of a single 4000 m-high initial stratovolcano (Cantagrel, 1995, Arnaud et al., 2001; Nehlig et al., 2001): (1) the absence of significant oriented dips within the different outcrops observed all around the massif are in favor with the absence of a single eruptive conduit; (2) the presence of discontinuities in the central part of the massif suggest the presence of different eruptive centers. Moreover, if there had been a unique stratovolcano, the duration of activity would have largely been inferior to 1 Ma, giving the lifetime of a classical stratovolcano (Davidson et al., 2000). Moreover, the

interaction between the tectonic context and the volcanic construction are in favor of an active dome field. Magma seems to ascend at the intersection of different fracture orientations at different locations in the Cantal massif area, which is not in accordance with the construction of a unique stratovolcano supplied by a single magma conduit.

Previous model suggested by other authors (Cantagrel, 1995, Arnaud et al., 2001; Nehlig et al., 2001) comprises contradictions. Indeed, they propose a unique trachyandesitic stratovolcano but the matrix containing up to 20 % of pumices constitutes the deposits they interpreted as DAD. If the DAD resulted from the collapse of a trachyandesitic edifice, their could not been pumices in the DAD. Moreover, the suggestion of the existence of a unique 4000 m-high stratovolcano results from the interpretation of the large breccia volume as DAD and their long run-out distance (Cantagrel, 1995 ; Vidal, 1998 ; Arnaud et al., 2001; Nehlig et al., 2001) plotted in a H/L versus volume diagram. Considering a trachyandesitic dome field complex for the initial Cantal activity with several eruptive centers, the competition between construction and erosion, during ca. 1.2 Ma, does not allowed to reach high elevations. We estimate then a maximum elevation of ca. 2000 m for this initial volcanic complex.

The post-caldera collapse morphology of the Cantal massif is represented by its actual morphology. The massif is composed of an annular ring plain constituted by the plateau basalts, and a central area constituted by a dome field. The plateau basalts constitute planezes all around the massif, which have a low dip ca. 10° from the caldera rims, rising at ca. 1400 m, to the periphery of the massif. The central dome area is limited by the beginning of the planezes, and the highest actual summits rise ca. 400 m above the planeze.

4.3 New morpho-structural evolution model of the Cantal massif

New time constraints of the breccia units and new definitions of their spatial distribution and vertical limits, allow us to reconsider the morpho-structural evolution of the Cantal massif based on the existence of a central caldera. Preceding the construction of the Cantal massif, basaltic lava spread directly on the Hercynian basement from 12.7 to 9.3 Ma in the Cantal province, which constitutes the infra-

cantalien basalts unit. This Miocene activity is contemporaneous in several volcanic provinces of the French Massif Central (Brousse et al., 1990; Michon et al., 2001). The volcanic history presented here is divided into four main stages from 9.3 to 2.5 Ma (Fig. 10).

4.3.1 An initial dome pile-up complex (9.3 to 8.1 Ma)

After the emplacement of the infra-cantalien basalts, trachyandesitic magma ascended along fractures of the Hercynian basement, giving birth 9.3 Ma ago to a volcanic complex characterized by a large dome building area (Fig. 10a). The partial draining of magmatic reservoirs coupled with a tectonic instability progressively initiate a volcano-tectonic collapse area. The construction and destruction processes of these trachyandesitic domes imply accumulation of volcanoclastic products, the LTC unit, such as surges deposits, dome collapse breccias and lahars deposits. Furthermore, it exists peripheral domes, generally of trachytic nature, also corresponding to an activity linked with regional tectonics as, for instance, in Saint Clément (95F), which support the idea of a large dome building area. The long duration of activity, around 1.2 Ma, and the relatively low volume of actual deposits reveal a non-intensive volcanic activity.

4.3.2 A central caldera collapse and a major breccia event (8.1 to 7.9 Ma)

The ongoing draining of magmatic reservoirs during the initial phase gave birth to a 8 x 10 km elliptic calderic structure consequently to the presence of a large volcano-tectonic structure (Fig. 10b). Magmas are more and more differentiated: local and dispersed pumice levels all around the massif testify of plinian events. Tectonic setting plays a major role for the way the explosive episodes are distributed. As the Cantal caldera is delimited by fractures (dykes) with regional directions, it strongly favors magma extrusion along the caldera rims and so the radial distribution of the pumice levels. These plinian events support the magma chambers draining and so the subsidence of the caldera, which remains progressive in time. Furthermore, the low extrusive products volume suggests a subsidence geometry like a piecemeal disruption caldera as it is the result of successive eruptions (Lipman, 1997). Indeed, first of all, the initial activity of the LTC is multicyclic (e.g. Caulfield, 2011); then, the presence of numerous dykes in the central part of the massif shows

the high-degree intracaldera fracturing; and finally we observe differences in elevations of the top the LTC within the caldera, forming individual blocks.

Then, during a period of inactivity, the caldera was filled by meteoric water to form a lake (Fig. 10c): lacustrine deposits such as diatomite fields and varves blocks in the LB confirm its existence in the central part of the massif. Notice that this crater lake was part of the hypothesis in the 90's (Cantagrel, 1995) but had no more sense with the idea of successive growth of stratovolcanoes in collapse scars (Nehlig et al. 2001).

The lake emplacement does not mark the end of the plinian events and this water reservoir above eruptive centres had played a major role. A new plinian episode, around 7.9 Ma, released an important amount of pulverized volcanic material through the caldera lake. A fluid-rich pumiceous juvenile magma interacted with the water of the lake. Mixing between pulverized magma and water initiated a viscous flow, which overflowed the caldera rim and propagated in a radial way reaching more than 25 km from the caldera borders. This hydromagmatic process, proposed as an intracaldera lake eruption (Leibrandt et al., 2011), will be treated in a separate study.

4.3.3 Filling of the central caldera by a resumed domes activity (7.9 to 2.5 Ma)

A resumed construction and destruction of domes within the caldera produced pyroclastic laminated deposits, associated with reworking events, filling the caldera in a very short time, between 7.9 and 7.6 Ma, (Fig. 10d) just after the LB emplacement. These Upper Complex deposits constitute cycles showing the story of eruptive sequences. A cycle begins generally with dome breccia collapse and surges that correspond to growing domes. Then, reworking events such as lahars represent the reworking of the dome destruction products. The accumulation of a large amount of material implied an overflowing on the external slopes of the massif until 15 km from the center. Finally, probably the most recent activity corresponds to dykes intruding the intra-caldera filling structures around 2.5 Ma.

4.3.4 *A terminal basaltic activity on the external slopes (7.8 to 3.4 Ma)*

From 7.8 Ma, during a basaltic activity along the caldera borders, a basic magma ascended through the deep faults delimiting the preceding caldera collapse. Fluid lavas extended largely on the external slopes of the massif (Fig. 10e), which fossilize the regular morphological shape of the massif resulting from the emplacement of the preceding LB. Thus, the beginnings of the basaltic plateau coincide with the source of the Large Breccia flow: it delimitates the caldera rim. Moreover, it seems that older basalts are distributed around the central part of the massif and are younger on the annular plain, which could be the result of a translation of the activity from the centre to the periphery of the massif in a radial way along fractures with regional tectonic directions. The young basaltic top of the Plomb du Cantal is an exception to this rule and could be the result of an intracaldera overflow of the plateau basalts.

5. Conclusions

Field observations, coupled with new K-Ar ages, allowed us to reconstruct the morpho-structural evolution of the massif. We shown, in particular, that the growth and partial destruction of the volcano is recorded by a unique stratigraphic sequence preserved at the periphery of the massif that is different in its central part, which supports the absence of significant large sector collapse and favors the grading development of a central caldera.

The volcanic history of the Cantal massif can be divided into four main stages of evolution: (1) The activity of an initial trachyandesitic dome complex is constrained between 9.3 and 8.1 Ma; (2) The partial draining of a magmatic reservoir during moderate plinian episodes, supported by the presence of pumice levels, coupled with a tectonic instability gave progressively birth to a 8 x 10 km central subsidence caldera. During a period of inactivity, this depression was filled up to form a lake. Then, the volcanic activity resumed by a new plinian event: a fluid-rich pumiceous juvenile magma interacted with the lake. Mixing between pulverized magma and water initiated a viscous breccia, which facies and stratigraphical position are identical all around the massif. We constrained this unique event around 7.9 Ma; (3) Then, the extrusion and destruction of domes filled the caldera in a short time and

partially overflowed on the external slopes of the massif. This activity ends about 2.5 Ma ago and constitutes the actual summits of the massif; (4) Finally, during a basaltic activity along the caldera borders, fluid lavas extended largely all around the external slopes until 3.4 Ma ago.

Thus, the large central volcano-tectonic structure, directly linked with regional tectonic directions, has had a major influence on the evolution of the massif including the generation of a large breccia flow. This one could result from an intracaldera lake eruption (Leibbrandt et al., 2011). To precise this idea, we need to determine, in a separate study, the nature, the dynamics and the initiation process of the large breccia flow, and to look for experimental and natural analogs, such as actual crater lake eruptions.

References

- Arnaud, N., Leyrit, H., Nehlig, P., Binet, F., Jamet, A., Vannier, W., 2002. Les lahars du flanc nord-ouest du stratovolcan du Cantal. *Géologie de la France* 1, 3-13.
- Aubert, M., Dupis, A., Lénat, J.-F., Roux, J., Senaud, G., 1982. Structure of the Cantal strato-volcano, French Massif Central, from electric, magnetotelluric soundings and aeromagnetic data. *J Volcanol Geotherm Res* 12, 77-99.
- Baubron, J.-C., Demange, J., 1977. Chronologie absolue de quelques formations volcaniques du centre du strato-volcan du Cantal (Massif Central Français) – Méthode potassium-argon – Implications volcanologiques. BRGM, 77 SGN 268 MGA/GTH.
- Boule, M., 1896. Le Cantal miocène. *Bull Serv Géol Fr* 8, 54, 213-248.
- Brousse R., Varet J., Dantier M., Mori M., Rey F., Lebouteiller F., Lambert A., Thono P., Maury R., Cornen G., Le Garrec M.J., Cornette Y., Deruelle B. et J., Manceau M., Moneyron N. (1972) – Carte géologique (1/50 000) et notice, feuille Riom-ès-Montagne (764), BRGM.
- Brousse R., Gibert J.P., Park F., Le Gouellec M.A., Therrié B., Mazet A.G., Gillot P.Y., Fabriol R., Robert J.L., Guille G., Mottay G., Pesme M.F., Nitecki S., Havette A., Vaziri H.M., Blais S., Michard J.M., Veyret Y. (1975) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Vic sur Cère (812), BRGM.
- Brousse R., Peyronnet (de) P., Saint-Ours (de) P., Bellon H., Gillot P.Y., Benhamou G., Jourdan A., Pesme M.F., Larroque P., Gibert J.P., Lefèvre C., Talbot R., Niel M., Guérin H.M., Veyret Y., Tempier P. (1977) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Pleaux (787), BRGM.
- Brousse R., Larroque P., Gibert J.P., Park F., Sevin M.A., Boëssé J.M., Bogdanoff S., Bourdon G., Joubert M., Tempier P., Peyronnet (de) P., Martin A., Veyret Y. (1980) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Aurillac (811), BRGM.
- Brousse R., Le Garrec M.J., Varet J., Thonon P., Lambert A., Bardintzeff J.M., Daviaud-Girard D., Augé T., Rançon J.P., Silvain C., Traineau H., Marabal A.M., Boursier H., Pichon R., Macherey C., Tempier P., Veyret Y. (1989) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Mauriac (763), BRGM.
- Brousse, R. et Lefevre C., 1990. Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. Guides Géol Région, Masson editions, 263 p.
- Brousse, R. et Lefèvre C., 1966. Nappes de ponces du Cantal et du Mont Dore. Leurs aspects volcanologique, pétrographique et minéralogique. *Bull Soc Géol Fr* 7, VIII, 223-245.
- Burg J.-P., Goër de Herve (de) A., Labaume P., Marchand J., Lasnier B., Couturié J.P., Grivotte J.M., Hénou B., Gibert J.P., Rançon J.P. (1991) – Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Chaudes-Aigues (813), BRGM.

- Cantagrel, J.-M., 1995. Avalanches et coulées de débris dans un volcan complexe intraplaque: vers un nouveau schéma volcano-structural du massif du Cantal (Massif Central, France). *Bull Soc Géol Fr* t. 166, 3, 285-293.
- Caulfield, J.T., Cronin, S.J., Turner, S.P., Cooper, L.B., 2011. Mafic Plinian volcanism and ignimbrite emplacement at Tofua volcano, Tonga. *Bull Volcanol*, DOI 10.1007/s00445-011-0477-9.
- Coppo N., Schnegg P.-A., Heise W., Falco P., Costa R., 2008. Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands. *J Volcanol Geotherm Res* 170, 153-166.
- Davidson, J., De Silva, S., 2000. Composite volcanoes. In *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press editions, 663-681.
- Gillot, P.-Y., Cornette, Y., 1986. The Cassinoli technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the late Pleistocene to recent volcanics from southern Italy. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 59, 205-222.
- Gillot, P.-Y., Hildenbrand, A., Lefèvre, J.-C., Albore-Livadie, C., 2006. The K-Ar dating method: principle, analytical techniques, and application to Holocene volcanic eruptions in southern Italy. *Acta Vulcanologica* 18, 1-2, 55-66.
- Goër de Herve, A., 1990. Carte géologique France (1/50 000) et notice, feuille Saint-Flour 789. BRGM.
- Huguet, D., Thouret, J.-C., Nehlig, P., Raffy, J., Rochette, P., 2001. Les lahars du strato-volcan du Cantal (Massif Central, France): stratigraphie, modes de mise en place et implications paléo-géomorphologiques. *Bull Soc Géol Fr* 172, 5, 573-585.
- Leibrandt, S., Gillot, P.-Y., Hildenbrand, A., 2011. Emplacement of large volcanoclastic breccia volumes in relationship with the evolution of a central caldera: volcanic history of the Cantal massif (France). *Geophysical Research Abstracts* 13, EGU2011-426.
- Leocat, E., 2006. Étude géochronologique et géomorphologique du volcan du Cantal (Massif Central): implication des écoulements bréchiqes. Master thesis, Université Paris-Sud 11, 35 p.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull of Volcanol* 59, 198-218.
- Lipman, P.W., 2000 – Calderas. In *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press editions, 643-662.
- Nehlig, P., Dardon, A., Fréour, G., Huguet, D., Leyrit, H., 2001. Les dépôts d'avalanches de débris du Cantal (France): témoins de la construction du plus grand strato-volcan européen d'âge Miocène. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 2, 107-120.

- Nehlig P., Fréour G., de Goër de Herve A., Huguet D., Leyrit H., Marroncle J.-L., Roher J., Roig J.-Y., Surmely F., Thiéblemont D., Vidal N., 2001. Notice carte géologique France (1/50 000), feuille Murat 788. BRGM, 264 p.
- Nehlig, P., Leyrit, H., 2001. Carte geologique France (1/50 000), feuille Murat 788, BRGM.
- Platevoet, R., 2000. Diversité des formations pyroclastiques s.l. du strato-volcan du Cantal (Miocène; Massif Central Français) - Élaboration d'une méthodologie de corrélation. PhD thesis, Université de Lille I.
- Platevoet, R., Schneider, J.-L., Lefèvre, C., Nehlig, P., 1999. Les formations pyroclastiques du strato-volcan du Cantal sont-elles liées à une vaste caldera centrale ? Apport des dynamismes volcaniques. Géol Fr 4, 77-91.
- Reubi O., Hernandez J. (2000). Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal volcano, France) : evidence for contrasted formation and transport mechanisms. J Volcanol Geotherm Res 102, 271-286.
- Schneider J.-L., Fisher R.V. (1998). Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches : evidence from the Northwest sector of Cantal Volcano (France). J Volcanol Geotherm Res 83, 141-165.
- Vatin-Pérignon, N., Michel, R., 1966. Présence d'un fosse d'effondrement volcano-tectonique dans la partie centrale du massif du Cantal. Bull Soc Géol Fr 7, VIII, 308-310.
- Vidal N. (1998) – Les avalanches de débris volcaniques : description des dépôts et nouveau modèle de déstabilisation de flanc à partir de l'exemple du stratovolcan du Cantal (Massif Central, France) : Modélisation numérique et analogique. Thèse 3^e cycle, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 180 p.
- Vidal, N., Merle, O., 2000. Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse. J Volcanol Geotherm Res 99, 9-26.

Figure captions

Figure 1. Schematic volcanological and structural map of the French Cenozoic volcanic province where the Cantal massif is the largest eruptive complex.

Figure 2. Toponymic map of the Cantal massif.

Figure 3. SE-NW topographic profil and panorama of the Cantal massif show the regularity of the external slopes and the large dimensions of the massif.

Figure 4. Large Breccia deposit facies is identical all around the Cantal massif. a: Pont de la Gazelle (N sector, 12 km from source); b: Rochebrune (S sector, 19 km from source); c: Roffiac (E sector, 20 km from source); d: Salers (W sector, 10 km from source).

Figure 5. Interpretative intra- and extra-caldera stratigraphic sequences with cumulative average thicknesses of the different units, time constraints from new K-Ar ages and brief facies description of the units. Notice that the sedimentary basins resting on the Hercynian basement are not illustrated here.

Figure 6. Simplified volcanological and structural map of the Cantal massif with localization of the new K-Ar data samples. a: main regional faults; b: caldera limits; 1: infra-cantalien basalts; 2: Lower Trachyandesitic Complex; 3: main pumice levels; 4: Large Breccia; 5: Upper Complex; 6: Plateau basalts. Note that the sedimentary basins resting on the Hercynian basement are not illustrated here.

Figure 7. Slopes profile, here at Petite Rhue valley upstream, highlights a breaking slope marking the caldera border: horizontal deposits show filling structures within the caldera.

Figure 8. A caldera morphological limit represented by the Courbatière chaos at the confluence of the Impradine and the Santoire valley. Notice the presence of the horizontal filling structures of the UC in the Santoire valley flanks.

Figure 9. The caldera limits present regional tectonic directions as revealed by the intra and peri-caldera dykes (n total = 45) in the center of the massif (Geological map of Murat, modified from Nehlig et al., 2001).

Figure 10. a: Partial magmatic reservoir drainings by trachyandesitic dome extrusions and moderate plinian episodes coupled with a basement tectonic instability gave progressively birth to a volcano-tectonic collapse structure. b: The 8 x 10 km calderic structure was filled up to form a lake. c: During a resumed plinian-like activity, mixing between pulverized magma and water initiated a viscous breccia flow, which overflowed the caldera rim and propagated in a radial way reaching more than 25 km from the caldera borders. d: Differentiated domes activity products filled the caldera in a short time and overflow on the external slopes. e: Basaltic lava flows extended largely all around the external slopes. Vents are distributed along a similar elevation all around the caldera rim.

Table captions

Table 1. New K-Ar ages of infra-cantalien basalts and the differentiated Cantal complex using unspiked Cassinol-Gillot technique on the groundmass, except for 101BC-F dated on feldspars. 95F and 98D has been dated by Leocat (2006) at laboratoire IDES, Université Paris-Sud (Orsay, France).

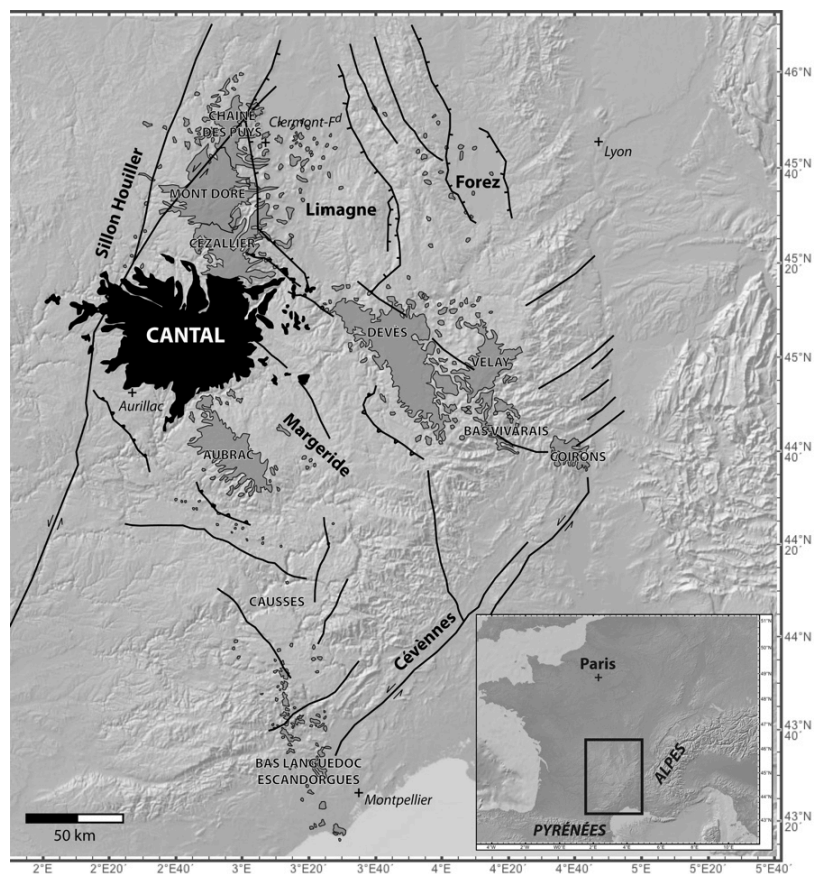


Figure 1

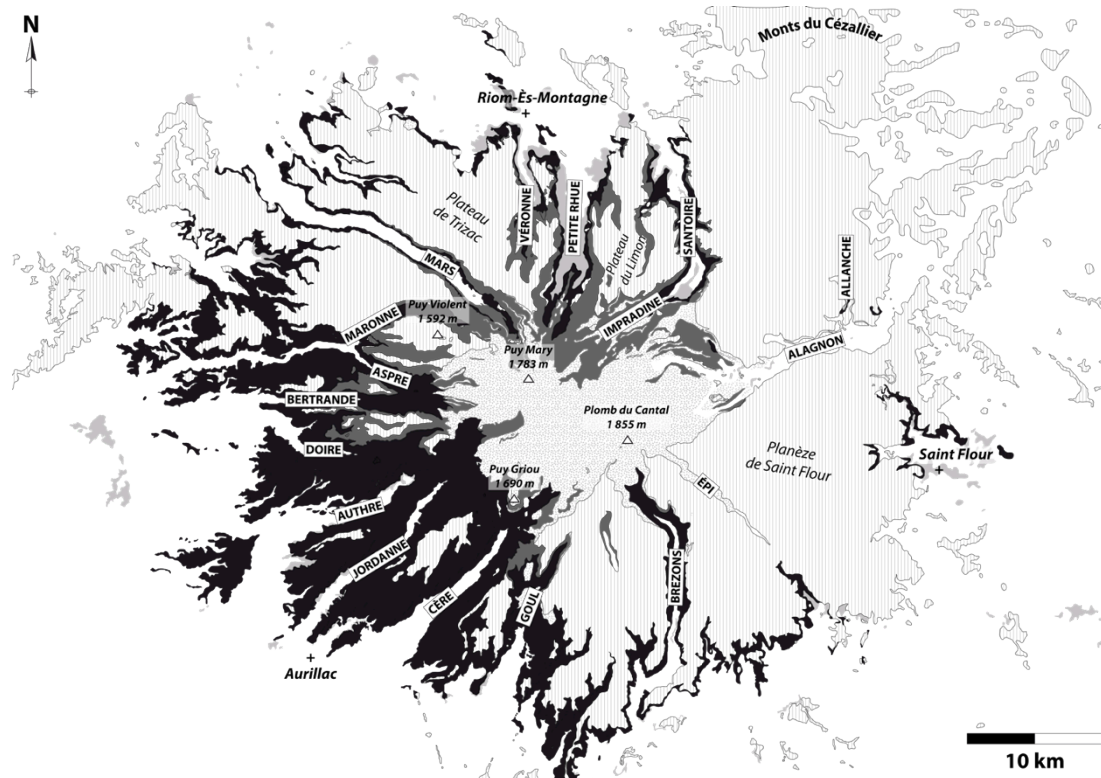


Figure 2

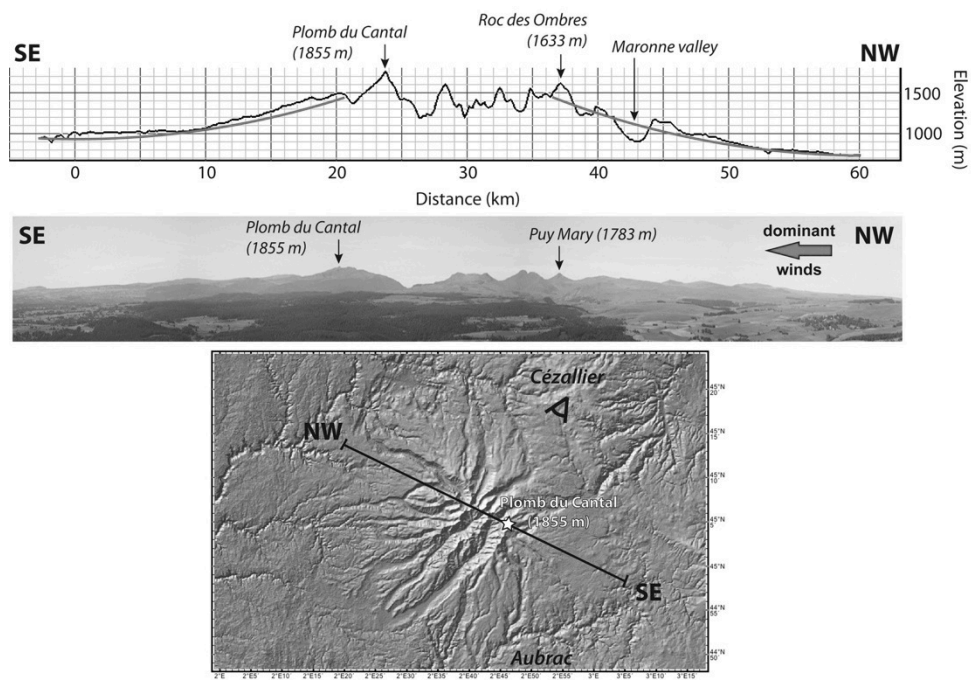


Figure 3

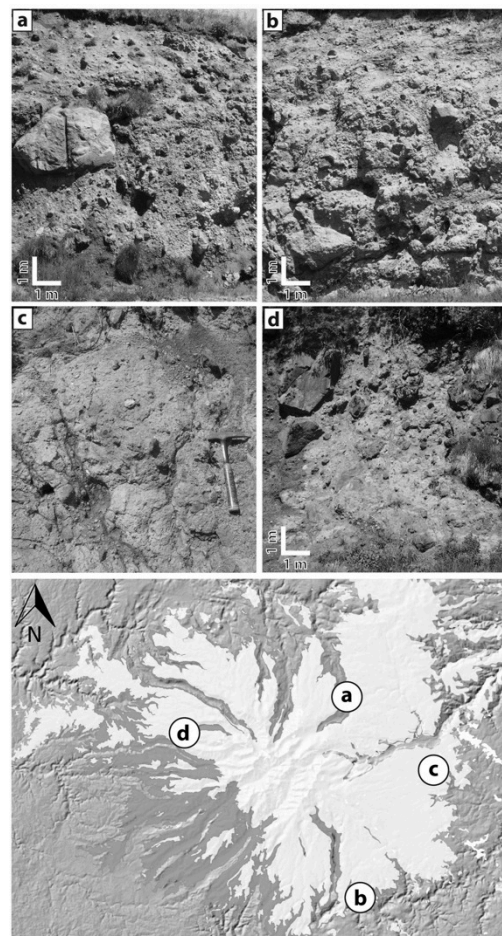


Figure 4

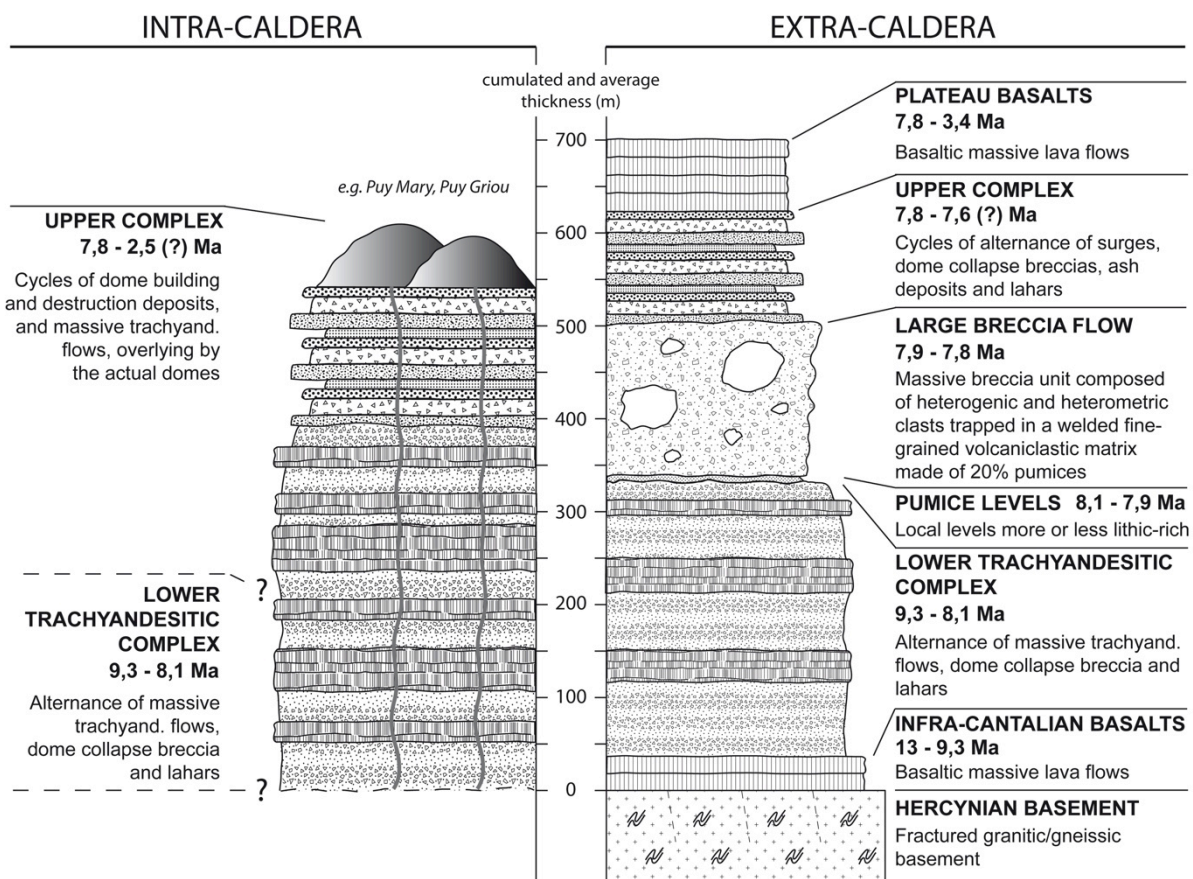


Figure 5

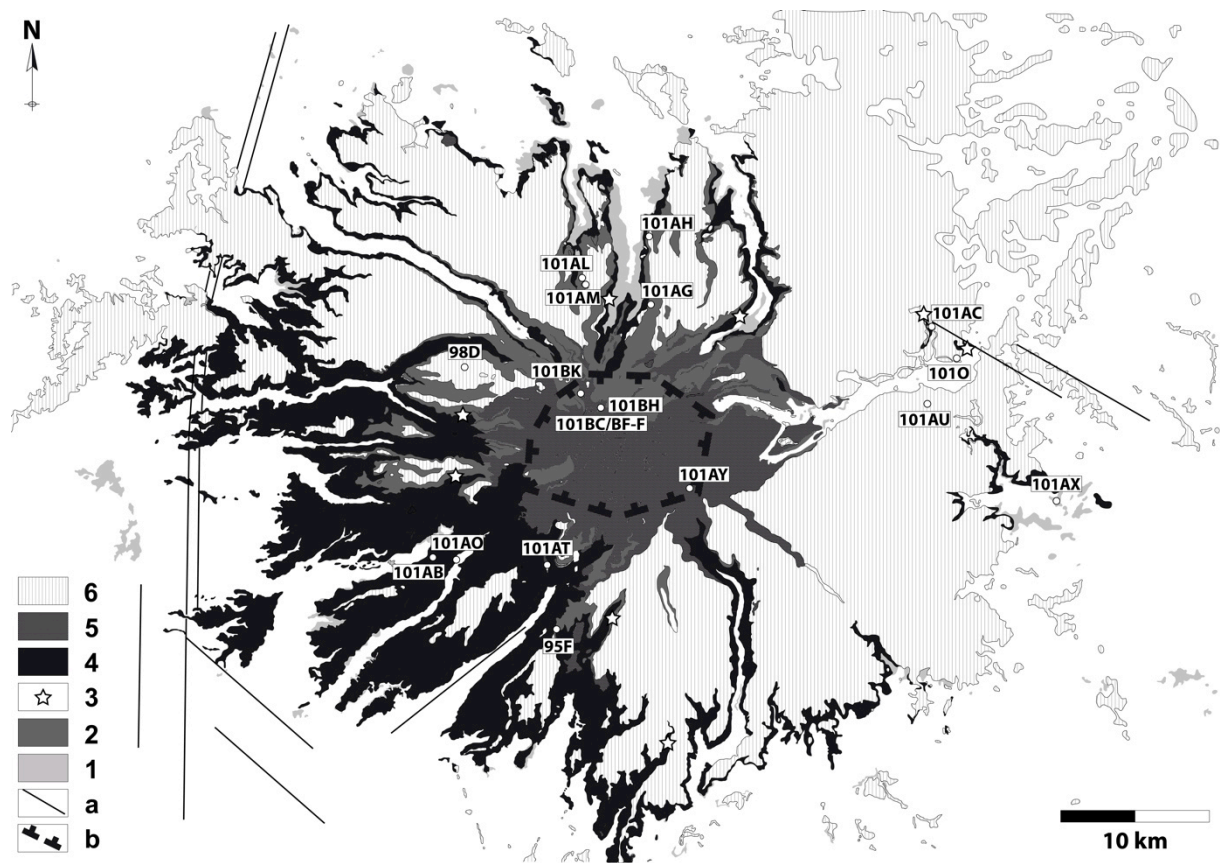


Figure 6

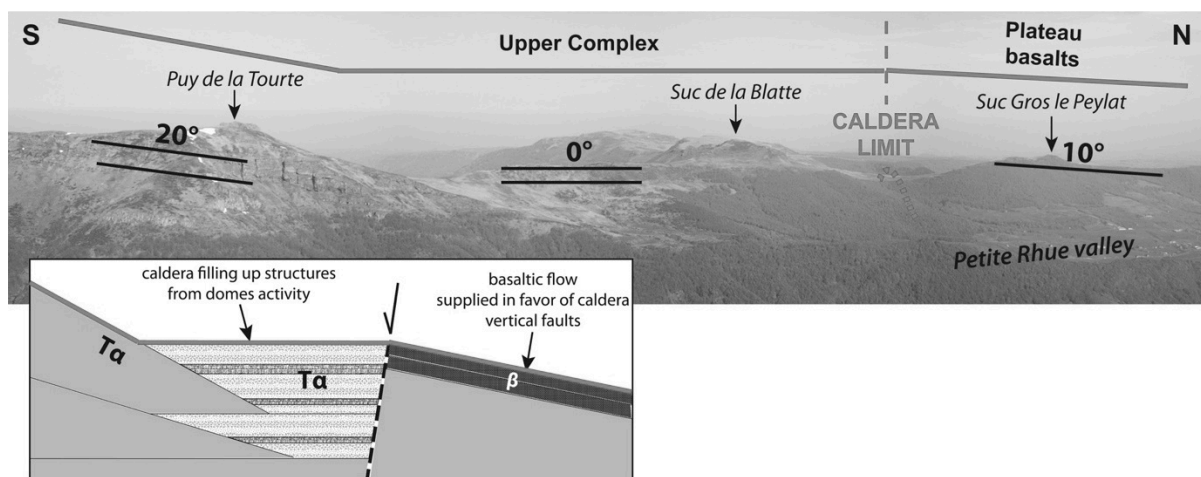


Figure 7

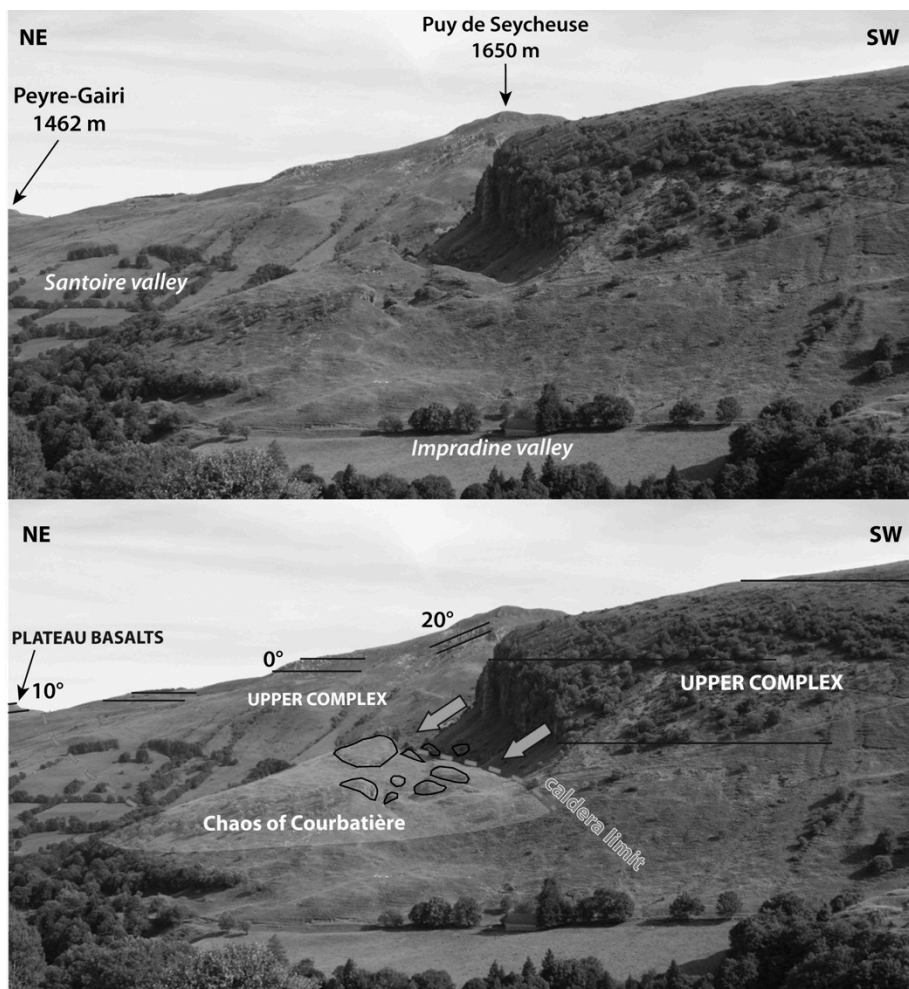


Figure 8

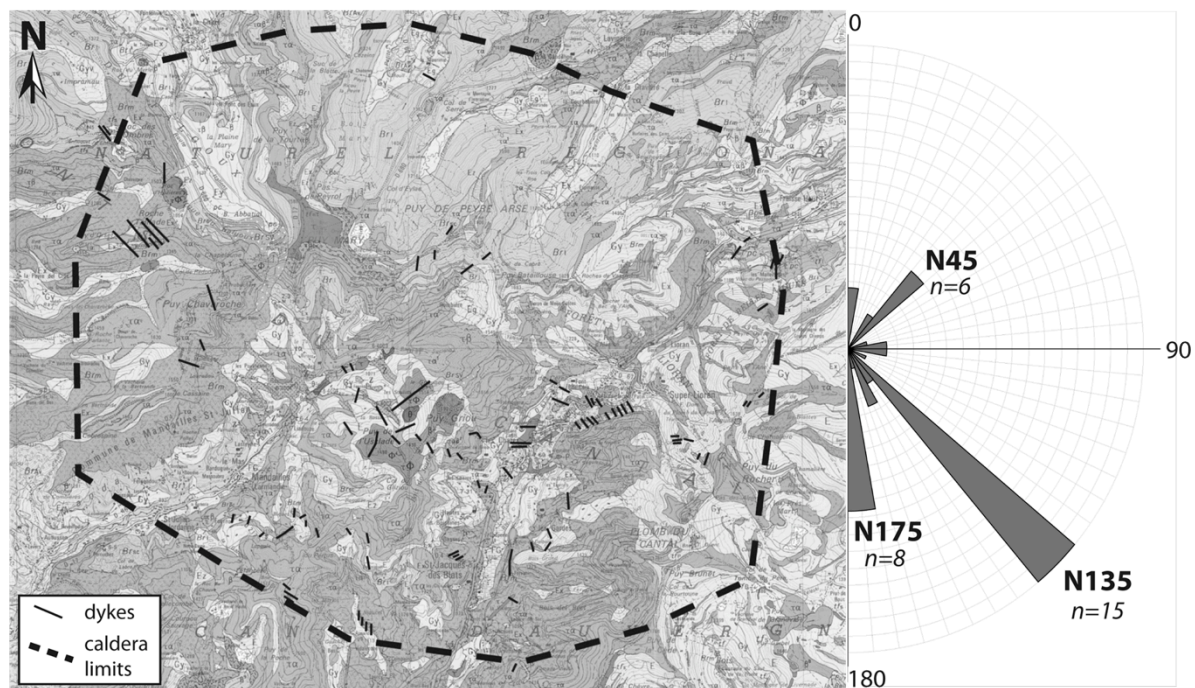


Figure 9

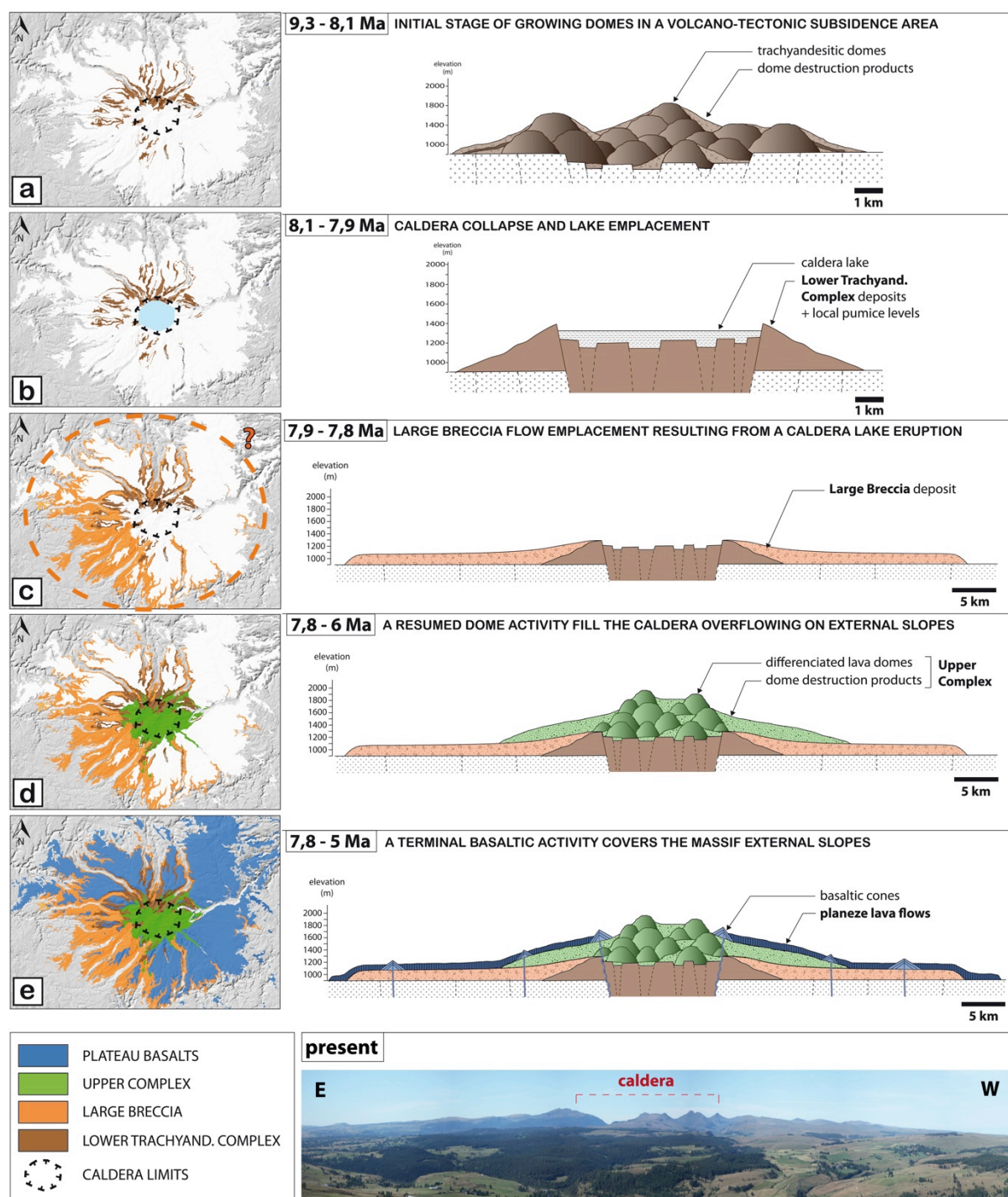


Figure 10

Samples	Location	Coordinates	K (%)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* 10 ¹³ (at/g)	Age (Ma) ± 1 σ	Mean age (Ma) ± 1 σ
Infra-cantalian basalts							
101CO	Cheylade valley	N45°11,311' E02°42,627'	0,727	4,7 7,8	0,99 0,96	12,97 ± 0,33 12,57 ± 0,24	12,77 ± 0,28
101AJ	Cheylade valley	N45°11,056' E02°41,959'	0,991	18,7 24,6	1,18 1,16	11,35 ± 0,17 11,18 ± 0,16	11,26 ± 0,17
101L	Cheylade valley	N45°14,125' E02°42,356''	2,831	57,3 57,2	2,84 2,82	9,57 ± 0,14 9,51 ± 0,13	9,54 ± 0,14
101AX	Saint Flour	N45°01,528' E03°05,797'	2,207	66,7 61,2	2,13 2,17	9,22 ± 0,13 9,39 ± 0,13	9,31 ± 0,13
Lower Trachyandesitic Complex							
95F	Goul valley	N44°57,969' E02°39,786'	5,331	93,4 92,7	4,94 4,92	8,56 ± 0,12 8,82 ± 0,12	8,84 ± 0,12
101AO	Jordanne valley	N45°03,427' E02°36,806'	4,120	12,3 11,8	3,76 3,83	8,72 ± 0,14 8,89 ± 0,15	8,81 ± 0,14
101AT	Col du Perthus	N45°03,627' E02°40,813'	2,985	42,8 25,7	2,57 2,60	8,21 ± 0,12 8,32 ± 0,12	8,27 ± 0,12
101AG	Cheylade valley	N45°11,464' E02°43,101'	3,867	60,7 56,4	3,29 3,24	8,14 ± 0,12 8,01 ± 0,11	8,07 ± 0,11
Upper Complex							
101BH	Puy Mary	N45°06,560' E02°40,589'	3,802	94,8 93,1	3,14 3,12	7,89 ± 0,11 7,84 ± 0,11	7,86 ± 0,11
101AL	Véronne valley	N45°11,988' E02°39,939'	3,202	85,8 70,0	2,58 2,61	7,71 ± 0,11 7,80 ± 0,11	7,80 ± 0,11
101BK	Roc d'Hozière	N45°06,854' E02°38,609'	5,106	94,7 87,0	4,11 4,09	7,70 ± 0,11 7,66 ± 0,11	7,68 ± 0,11
101AM	Véronne valley	N45°11,988' E02°39,939'	4,033	85,2 85,9	3,19 3,22	7,57 ± 0,11 7,64 ± 0,11	7,60 ± 0,11
101BC	Puy Mary	N45°06,703' E02°40,408'	5,193	77,0 81,8	1,35 1,35	2,48 ± 0,03 2,49 ± 0,03	2,49 ± 0,03
101BC-F	Puy Mary (feldspars)	N45°06,703' E02°40,408'	1,393	52,5 60,8	3,72 3,72	2,56 ± 0,03 2,56 ± 0,03	2,56 ± 0,03

Table 1

Samples	Location	Coordinates	K (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ 10^{13} (at/g)	Age (Ma) $\pm 1 \sigma$	Mean age (Ma) $\pm 1 \sigma$
Plateau basalts							
101AB	Col de Legal	N45°03,768' E02°34,659'	2,436	85,8 81,7	1,98 2,02	7,76 \pm 0,11 7,80 \pm 0,11	7,78 \pm 0,11
101AH	Cheylade valley	N45°12,230' E03°43,643'	1,465	74,2 47,2	1,11 1,12	7,25 \pm 0,10 7,28 \pm 0,10	7,27 \pm 0,10
98D	Puy Violent	N45°07,772' E03°35,366'	1,601	55,9 72,5	0,98 0,86	5,88 \pm 0,08 5,89 \pm 0,08	5,88 \pm 0,08
101AC	Saint Anastasia	N45°09,584' E03°58,832'	1,127	52,4 49,0	0,63 0,63	5,36 \pm 0,08 5,37 \pm 0,08	5,37 \pm 0,08
101AU	Planèze Saint Flour	N45°06,428' E02°00,251'	1,793	81,8 67,9	0,97 0,99	5,18 \pm 0,07 5,29 \pm 0,07	5,24 \pm 0,07
101O	Tour de Merdogne	N45°08,459' E03°00,126'	1,734	77,4 68,5	0,92 0,93	5,09 \pm 0,07 5,14 \pm 0,07	5,12 \pm 0,07
101AY	Plomb du Cantal	N45°03,532' E02°45,681'	1,765	50,8 47,3	0,64 0,63	3,45 \pm 0,05 3,41 \pm 0,05	3,43 \pm 0,05

Table 1 (suite)



Emplacement of large volcanoclastic breccia volumes in relationship with the evolution of a central caldera: volcanic history of the Cantal massif (France)

Sébastien Leibrandt, Pierre-Yves Gillot, and Anthony Hildenbrand

Laboratoire IDES, Université Paris Sud, France (sebastien.leibrandt@u-psud.fr)

The Cantal strato-volcano is the largest eruptive complex of the French Cenozoic volcanic province. It has been active during the Upper Miocene and has been characterized by the emplacement of voluminous volcanoclastic breccias, which the origin and the significance remain controversial. Field observations, coupled with new K-Ar ages, allow us to reconstruct the morpho-structural evolution of the massif and to examine the relationships between the development of a central volcano-tectonic collapse and the generation of the main breccias. We show that the growth and partial destruction of the volcano is recorded by a unique stratigraphic sequence preserved at the periphery of the massif but interrupted in its central part. Four main stages of evolution are distinguished: (1) The activity of an initial trachyandesitic complex is constrained between 9.31 ± 0.13 and 8.07 ± 0.11 Ma: the alternance of surges, dome collapse monogenic breccias and lahars constitute the flanks of this dome pileup complex. This one rests on the Hercynian fractured basement overlying by a dispersed fissural basaltic activity; (2) The partial draining of a magmatic reservoir during moderate plinian episodes, supported by the presence of pumice levels, coupled with a basement tectonic instability gave progressively birth to a central caldera. During a period of inactivity, this 8 x 10 km elliptic volcano-tectonic depression was filled up to form a lake. Then, the volcanic activity resumed by a new plinian-like event: a pumiced juvenile magma loaded in fluids interacts with the lake. Mixing between pulverized magma and water initiated a viscous breccia, which overflowed the caldera rim and propagated radially reaching more than 25 km from the centre. This process is typical of intracaldera lake eruptions involving juvenile material. Its facies and its stratigraphic position are identical all around the massif. It is composed of heterometric and heterogenic clasts trapped in a welded pumice and clay cement. The deposit architecture, the high cohesion evidences of the matrix, the distribution of the clasts and the absence of significant interactions between them, support characteristics of a giant cohesive debris flow with a volume of up to 100 km³. We constraint this unique event between 8.07 ± 0.11 and 7.80 ± 0.11 Ma; (3) Then, the extrusion and destruction of domes within the caldera produced pyroclastic laminated deposits, associated with reworked events, filling the caldera in a short time and partially overflowing on the external slopes of the strato-volcano; (4) Finally, during a basaltic activity along the caldera borders, fluid lavas extended largely all around the external slopes. The vents are distributed along a similar elevation all around the caldera rim. These lava flows fossilize the regular morphological shape of the massif resulting from the emplacement of the preceding giant debris flow. The basaltic emission vents coincide with the source of the giant debris flow: it delimitates the caldera rim. Thus, this large volcano-tectonic structure, directly linked with regional tectonic directions, has had a major influence on the evolution of the massif including the generation of a giant debris flow.